



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

„Die Eisdynamik im Ablationsgebiet der Pasterze“

Verfasserin

Mag.^a Beate Hauser

angestrebter Akademischer Grad

Magistra der Naturwissenschaften (Mag.rer.nat.)

Wien, im September 2012

Studienkennzahl lt. Studienblatt:

A 453

Diplomarbeitsgebiet lt. Studienblatt:

Theoretische und Angewandte Geographie

Betreuer:

Univ.-Prof. Dr. Thomas Glade

Erklärung

Ich versichere,

- dass ich die Diplomarbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubten Hilfe bedient habe
- dass ich dieses Diplomarbeitsthema bisher weder im In- noch im Ausland (einer Beurteilerin/einem Beurteiler zur Begutachtung) in irgendeiner Form als Prüfungsarbeit vorgelegt habe
- dass diese Arbeit mit der vom Begutachter beurteilten Arbeit übereinstimmt.

Wien, im September 2012

Beate Hauser

Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle recht herzlich bei all jenen Personen bedanken, die mich während meines Studiums begleitet und mich in vielerlei Hinsicht unterstützt haben.

Besonders bedanken möchte ich mich bei meinen beiden Betreuern. Vielen Dank an Herrn Univ.-Prof. Dr. Thomas Glade, der mich zum einen während des Studiums für seine Lehrinhalte begeistern konnte und zum anderen während der Erstellung der Diplomarbeit stets seine strukturierte und motivierende Unterstützung bot. Herzlichen Dank an Dr. Wolfgang Schöner, der mich sehr für die Pasterze „erwärmt“ hat, sich Zeit genommen hat und mich durch sein fundiertes Fachwissen und sein konkretes Feedback sehr unterstützte.

Danken möchte ich weiters dem Team von Dr. Wolfgang Schöner/ZAMG, im speziellen Gernot, Daniel und Bernhard, für die Hilfe, die ich bei einigen Fragestellungen erhalten habe und für die zur Verfügung gestellten Daten und Unterlagen. Danke Gernot für die wunderschönen Bilder und die schöne gemeinsame Zeit auf der Pasterze bzw. die aufschlussreichen Gespräche über die Pasterze!

Ein spezieller Dank geht an Georg, Birgit und Tine für ihre technische Unterstützung bzw. die gemeinsame Auseinandersetzung mit dem Thema! Erwähnen möchte ich auch meine StudienkollegInnen, die mich während meines Studiums begleitet haben, mit denen ich motivierende Gespräche führen konnte und mich fachlich austauschen konnte. So wurde aus meinem zweiten Studium nochmals eine unvergessliche Zeit an der Uni.

Ich möchte mich bei all jenen bedanken, die mich in meinem bisherigen Leben intensiv begleitet haben und mich dadurch in meinem Studium unterstützt haben. Herzlichen Dank meinen engsten FreundInnen für ihre Motivation und Unterstützung.

Der größte Dank gilt meiner gesamten Familie! Danke Mama für dein uneingeschränktes Vertrauen, die vielen Gespräche und deine vollste Unterstützung! Danke an meinen Bruder Markus und an Günter, die jederzeit ein offenes Ohr für mich hatten. Ein spezieller Dank gilt meinem Lebensgefährten Andreas für seine emotionale Unterstützung, die liebevollen Gespräche und die schöne gemeinsame Zeit abseits des Studiums! Danke auch an seine Familie für die liebe Unterstützung. Zum Schluss möchte ich meinem Sohn Fridolin für all die schönen gemeinsamen Momente danken. Schön, dass es dich gibt und du mich stets anlächelst!

Ihr alle seid die Besten!

Zusammenfassung

Die Pasterze ist der längste Talgletscher Österreichs und zugleich einer der am meisten beobachteten Gletscher in den Ostalpen. Im Zuge des fortschreitenden Klimawandels nimmt das Gletschermonitoring immer mehr an Wichtigkeit zu. Ein noch relativ wenig erforschter Bereich ist das Fließverhalten der Pasterze. In dieser Arbeit wird auf die Eisdynamik der Pasterze mittels genauester Messmethoden eingegangen.

In der Ablationsperiode 2009-2010 wurden in regelmäßigen Abständen Ablationspegel besucht und abgelesen. Zusätzlich wurde für jeden Ablationspegel eine genaue Positionsbestimmung anhand eines Leica GPS 1200 RTK Systems vorgenommen, die eine Genauigkeit im Zentimeterbereich aufweisen können.

Auf Basis dieser Positionsdaten und Daten aus vergangenen Perioden (2005 – 2009) konnte ein Dreidimensionaler Fließvektor für jeden Ablationspegel berechnet werden. Durch die relativ dichte Verteilung der Pegel im Ablationsbereich der Pasterze (ca. 45 Pegelstangen) kann eine erste Übersicht über die gesamte Fließdynamik gegeben werden. Die Ergebnisse wurden mit den langen Zeitreihen der Uni Graz verglichen. Zu Testzwecken wurden erstmals kostengünstige Ein-Frequenz GPS Empfänger an Stellen mit angenommener maximaler Fließgeschwindigkeit an der Gletscheroberfläche fixiert, im Sinne einer quasi kontinuierlichen Generierung (alle 10 Sekunden) dreidimensionaler Daten. Erste Ergebnisse dieser Aufzeichnungen, die von der TU Wien ausgearbeitet werden, werden in dieser Arbeit analysiert.

Die Ergebnisse zeigen einerseits eine Reduktion der horizontalen Fließgeschwindigkeit im Ablationsgebiet der Pasterze. Dies entspricht der Tendenz einer voranschreitenden Klimaerwärmung und, in Kombination damit, einem raschen Rückgang der heimischen Gletscher. Eine Veränderung in der Dynamik der Pasterze ist in Ansätzen zu erkennen. Markant ist der rasche Rückgang im unteren Gletscherzungenbereich. Dieser geht mit einem Einbruch der Gletscheroberfläche einher, welcher sich in den Beobachtungen der Emergenz/Submergenz widerspiegelt. Ein Vergleich mit den langen Zeitreihen kann diese Tendenz eines raschen Rückganges der Pasterze unterstreichen. Es wird empfohlen, dass diese detaillierten Beobachtungen der Gletscherdynamik der Pasterze fortgesetzt werden.

Abstract

The Pasterze Glacier is the longest valley glacier in the Austria. It is also one of the best explored glaciers in the Eastern Alps. Due to climate warming, the monitoring of glaciers in general is gaining importance. This research focuses on the Ablation Zone Flow Dynamics of the Pasterze Glacier, calculated with very accurate measurement methods.

Every month during ablation season 2009-2010, a certain amount of ablation stakes were revisited to determine ablation rates as well as spatial positioning using a Leica GPS 1200 RTK system. Differential accuracy of gathered GPS data is established by real time correction based on the Austrian Positioning Service (APOS) correction signal, delivering accuracy in cm range.

Based on the DGPS data the 3 dimensional flow vector can be calculated for every single ablation stake. Since the ablation stake network is dense (~45 stakes), the sum of calculated individual flow vectors are reflecting overall flow dynamics of the ablation zone. This data set will be presented as well as a comparison with the long time series of the University of Graz.

For testing purposes, in summer 2010, low-cost single frequency GPS receivers were installed in regions showing maximum flow velocities. A temporal sampling rate of 10 seconds was chosen to establish a quasi-continuous sampling of glacier motion. First results, that were prepared by the TU-Wien (Vienna University of Technology) are being analysed in this research.

As expected, the results show a reduction in the horizontal flow velocity in the ablation area of the Pasterze. This can be explained by both climate warming in general and the decline of the local glaciers in particular. A variation in the dynamics of the Pasterze glacier can be deducted, especially in the lower part of the glacier tongue. The glacier surface in this area reflects the results of the emergence/submergence calculations. The long time series confirm this overall tendency of glacier decline. The monitoring of the Pasterze glacier should, in future, include the observation and calculation of the glacier dynamic parameters.

Inhaltsverzeichnis

Erklärung.....	I
Danksagung	III
Zusammenfassung.....	V
Abstract.....	VI
Inhaltsverzeichnis.....	VII
1. Einführung.....	1
1.1. Ziele der Arbeit	1
1.2. Formulierung der Arbeitshypothese	1
2. Theoretische Hintergründe	2
2.1. Allgemeines zu den Gletschern.....	2
2.1.1. Temperatur der Gletscher	2
2.1.2. Spannung und Deformation.....	3
2.1.3. Die Gleichgewichtsgeschwindigkeit.....	5
2.1.4. Das Fließgesetz von Glen	5
2.2. Die Massenbilanz.....	6
2.2.1. Allgemeines.....	6
2.2.2. Berechnung der Massenbilanz nach der direkten glaziologischen Methode ...	9
2.3. Gletscherbewegung	11
2.3.1. Allgemeines.....	11
2.3.2. Prozesse der Bewegung	11
2.3.3. Beschaffenheit der Gletschersohle und subglaziales Abflussnetz	13
2.4. Die Gletscherdynamik.....	14
2.4.1. Die Bewegungsgleichungen	14
2.4.2. Die Horizontale Geschwindigkeit in einem Talgletscher	16
2.4.3. Emergenz- und Submergenzgeschwindigkeiten.....	18
2.4.4. Das Strömungsfeld.....	20
2.4.5. Die Dynamik in einem Talgletscher	21
2.4.6. Kurzfristige Geschwindigkeitsveränderungen	22
2.4.7. Geschwindigkeitsveränderungen über mehrere Jahre.....	24
2.5. Messung der Gletscherdynamik.....	24
2.5.1. Mögliche Fehlerquellen bei der Verwendung von GPS.....	26
2.5.2. Messung via DGPS	27

3.	Das Untersuchungsgebiet	29
3.1.	Allgemeine Daten zur Pasterze	29
3.2.	Witterungsverlauf im Untersuchungszeitraum	32
3.3.	Forschung im Ablationsbereich der Pasterze	33
3.3.1.	Allgemeines	33
3.3.2.	Massenhaushaltsmessungen	34
3.3.3.	Messungen der Fließgeschwindigkeit	38
4.	Methodik	44
4.1.	Hintergrund	44
4.2.	Inhalt und Vorgehensweise bei den Feldarbeiten	44
4.2.1.	Ablationsmessungen	44
4.2.2.	Messung der Fließgeschwindigkeit	45
4.3.	Datengrundlage	48
4.3.1.	Externe Daten	48
4.3.2.	Eigene Daten	48
4.3.3.	Datenaufbereitung	48
4.4.	Analyse der Daten	48
5.	Ergebnisse	50
5.1.	Ablationsmessungen	50
5.2.	Messung der horizontalen Fließgeschwindigkeit	54
5.3.	Messung der vertikalen Fließgeschwindigkeit (Emergenz/Submergenz)	62
5.3.1.	Oberflächenkrümmung	62
5.3.2.	Berechnung der vertikalen Bewegung (ohne Positionsveränderung und Hangneigung)	64
5.3.3.	Berechnungen der Emergenz-/Submergenzgeschwindigkeit	66
5.4.	Ergebnisse der Steinreihen der Uni Graz	77
5.5.	Ergebnisse der Kontinuierlichen Messungen mit GPS-Loggern	78
6.	Unsicherheiten	79
6.1.	Ablationsmessungen	79
6.2.	DGPS Messungen der Fließgeschwindigkeit	79
6.2.1.	Horizontale Fließgeschwindigkeit	79
6.2.2.	Emergenz- und Submergenzgeschwindigkeit	80
6.3.	Sonstige Unsicherheiten	80
6.4.	Fazit	80
7.	Interpretation der Ergebnisse	80

7.1. Vergleich der Massenbilanzdaten mit der Entwicklung der horizontalen Geschwindigkeit.....	80
7.2. Die horizontale Fließgeschwindigkeit	81
7.3. Emergenz- bzw. Submergenzgeschwindigkeit	82
7.4. Diskussion	83
7.4.1. Allgemeines.....	83
7.4.2. Vergleich mit den langen Zeitreihen der Pasterze	83
7.4.3. Vergleich mit langen Zeitreihen des Hintereisferners.....	85
7.4.4. Vergleich mit den Kontinuierlichen Messungen mit GPS-Loggern	87
8. Conclusio inkl. Diskussion der Hypothesen	88
9. Perspektiven	90
Abbildungsverzeichnis.....	91
Tabellenverzeichnis.....	93
Formelverzeichnis	93
Literaturverzeichnis	94
Lebenslauf	
Anhang	

Die Eisdynamik im Ablationsgebiet der Pasterze

„Nahezu alle Gletscher ruhen auf geneigtem Untergrund; und ab einer gewissen Größe befinden sich sogar im Winter zwischen dem Eis und dem Gletschergrund Ströme von Schmelzwasser. Somit leuchtet ein, dass diese Eismassen dem Gefälle des Untergrundes, auf dem sie ruhen, folgen und über der Wasserschicht auf eben diesem Untergrund nach und nach ins Rutschen geraten und von den Hängen der Täler oder Bergrücken, denen sie aufliegen, abwärts gleiten müssen.“

- Horace Bénédict de Saussure (1740 – 1799)

1. Einführung

1.1. Ziele der Arbeit

Das Ziel dieser Arbeit ist es, anhand einer gemeinsamen Analyse aus Daten von Ablationsmessungen von 5 Perioden und mit den Messungen der Fließgeschwindigkeit neue Erkenntnisse der Bewegungsmuster eines Talgletschers zu generieren. Diese Ergebnisse sollen mit über 100jährigen Messreihen der Fließgeschwindigkeit durch Steinreihen verglichen werden. Rückschlüsse auf die jährliche Variation der Gletscherbewegung sollen dadurch generiert werden.

1.2. Formulierung der Arbeitshypothese

Folgende Hypothesen sollen in dieser Arbeit überprüft werden:

Anhand der Untersuchung der jährlichen bzw. täglichen Variation der Fließgeschwindigkeit durch GPS Logger ist es möglich neue Erkenntnisse in Bezug auf die Oberflächenstruktur und Fließdynamik der Pasterze zu gewinnen.

Die Topographie der Eisoberfläche im Ablationsgebiet der Pasterze erlebt aufgrund der derzeitigen Klimaentwicklung eine rasche Änderung. .

Im Zusammenhang mit diesen Hypothesen ergeben sich folgende Fragestellungen:

- Sind die vorhandenen Daten in Kombination mit den bisherigen Ergebnissen der jährlichen Massenbilanzmessungen ausreichend?

Aufgrund der Beobachtungen der Entwicklung des so genannten Hufeisenbruches in den vergangenen Jahren ergeben sich noch folgende weiterführenden Fragen:

- Spiegelt die bisherige Beobachtung eines verringerten Eisanstosses vom Akkumulationsgebiet eine markante Veränderung der Dynamik der Pasterze wider?
- Ist im Ablationsgebiet ein deutliches Signal einer Verringerung der Fließgeschwindigkeit erkennbar?

2. Theoretische Hintergründe

2.1. Allgemeines zu den Gletschern

Gletscher sind Eismassen, die aus festem Niederschlag entstanden sind. Sie fließen dem Gefälle des Untergrundes folgend hangabwärts bzw. talauswärts. Gletscher werden dort gebildet, wo über lange Zeiträume der feste Niederschlag gegenüber der Ablation (Abschmelzen und Sublimation) überwiegt. Die Schneedecke am Gletscher erfährt vielfältige Umwandlungsprozesse, die so genannte Metamorphose. Vor allem das Porenvolumen und die Dichte verändern sich im Übergang von Neuschnee zu Eis (Zepp 2004)

2.1.1. Temperatur der Gletscher

Die Gletschertemperatur hat große Auswirkungen auf das Verhalten des Gletschers. Sie hängt von 3 Faktoren ab: Sonnenstrahlung, geothermischem Wärmestrom und die, durch basales Gleiten bzw. Gletscherbewegung entstandene Wärme. Man unterscheidet zwischen temperierten Gletschern und kalten Gletschern unterschieden. Generell kann man sagen, dass temperierte Gletscher in temperierten Gegenden vorkommen und eine größere Eismächtigkeit aufweisen. Kaltes Eis bzw. kalte Gletscher findet man eher in Polarregionen mit dünnen Eisschichten und Temperaturen unter dem Schmelzpunkt (White et al. 2004). Talgletscher, wie die Pasterze sind meist temperierte Gletscher. Durch das Eigengewicht des Gletschers sinkt an seiner Basis der Schmelzpunkt des Eises. Dieser so genannte Druckschmelzpunkt reduziert sich mit zunehmendem Druck mit einer Rate von ca. $1^{\circ}\text{C}/14\text{MPa}$ (White et al. 2004). Gletscher in polaren Regionen können auch Eis enthalten, welches kälter als der Druck-Schmelzpunkt ist, und zwar vor allem am Rand und nahe der Oberfläche. Man nennt sie polythermale Gletscher (www.swisseduc.ch).

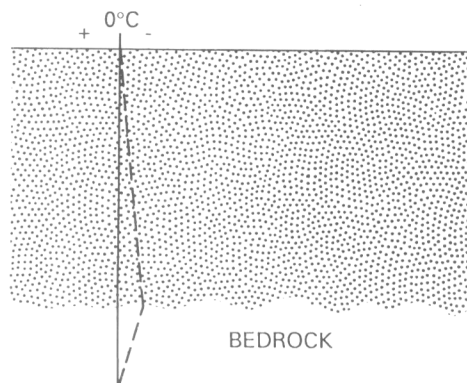


Abbildung 2.1: Die vertikale Verteilung der Temperatur eines temperierten Gletschers (White et al. 2004).

Abbildung 2.1 zeigt die vertikale Verteilung der Temperatur eines Gletschers am Druckschmelzpunkt. Während von der Oberfläche abwärts der Druck zunimmt, nimmt die Temperatur von 0°C an der Oberfläche nach unten hin ab. Die Basis des Gletschers erhält geothermale Wärme durch den Untergrund. Wärme kann generell nur entlang eines negativen Temperaturgradienten fließen, also von warm nach kalt. Da dieser Gradient beim Gletscher jedoch positiv verläuft kann diese geothermale Wärme nicht aufsteigen. Sie verwandelt sich in latente Wärme indem sie das basale Eis zum Schmelzen bringt. In Regionen mit durchschnittlichem geothermale Wärmefluss beträgt dies ca. $5\text{mm}/\text{Jahr}$

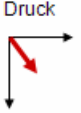




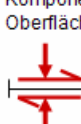



(White et al. 2004). Durch die dadurch entstehende dünne Schmelzwasserschicht zwischen Gletscherbasis und Untergrund wird die Fließbewegung des Gletschers begünstigt. Gleitet ein temperierter Gletscher über Lockermaterial, dessen Poren wassergesättigt sind so ist die Reibung an der Gletschersohle herabgesetzt und er gleitet über den Untergrund (Zepp 2004).

In polaren Regionen steht die Oberflächentemperatur des Eises im Einklang mit der Umgebung des Gletschers. Da hier aufgrund des geringen Niederschlages meist eine dünne Schneedecke vorherrscht kann die atmosphärische Kälte gut in die Tiefe eindringen. Eismasse und Untergrund bleiben also durchgehend kalt mit Temperaturen von unter 0°C .

2.1.2. Spannung und Deformation

Eine der Eigenschaften eines Gletschers ist seine Inkompressibilität, d.h. er lässt sich unter Druck nicht komprimieren. Aufgrund dieser Eigenschaft ist die Dichte ρ eine Konstante. Dies gilt jedoch nicht an der Oberfläche, da der Schnee bzw. Firn bekanntlich noch verdichtet werden können (Hooke 2005).

Die Spannung ist jene Größe an, durch die in Folge von angewandten Kräften – Zug, Druck oder Scherkräften - Material verändert wird. Sie wird als Kraft (F) pro Flächeneinheit (A) angegeben. Deformation ist das Resultat von ausgeübter Spannung in Form von Veränderung in Form und Richtung. Spannung kann also mit dem Konzept von Druck erklärt werden. Sie wird in Pascal oder Newton pro m^2 angegeben ($1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2$). Bei hohen Spannungen wie im Falle von Gletschern wird eher in kiloPascal (kPa) angegeben bzw. in bar ($1 \text{ bar} = 100 \text{ kPa}$). Folgende Tabelle zeigt unterschiedliche Spannungskomponenten: Das Symbol σ wird generell als Symbol für die Spannung verwendet. Das Symbol für die effektive Schub- bzw. Scherspannung ist τ . Da sich ein Gletscher ausdehnt kann die Normalspannung im Gletscher in alle Richtungen wirken.

Diagramm		Definition
Druck 	Druckkomponenten 	Zug oder Druck
Zugkraft 	Komponenten der Zugkraft 	Druck pro Flächeneinheit auf eine Oberfläche in eine spezielle Richtung (Maßeinheit für Druckintensität)
Oberflächenspannung 	Komponenten der Oberflächenspannung 	Spannungen in gleiche oder Entgegengesetzte Richtungen in unterschiedlicher Ausrichtung
Scherspannung 		Spannung parallel zu einer Oberfläche
Normalspannung 		Spannung in rechtem Winkel zu Oberfläche

Der durchschnittliche Druck kann als „Kryostatischer Druck“ bezeichnet werden, als „Spannungsunterschied“ die Abweichung von Normalspannung und jenem Kryostatischen Druck. Dieser Spannungsunterschied kann sich als Zug oder Druck auswirken, je nachdem ob die Normalspannung die durchschnittliche Spannung übersteigt oder umgekehrt.

Abbildung 2.2: Komponenten der Spannung (Benn & Evans 2010). (eigene Übersetzung)

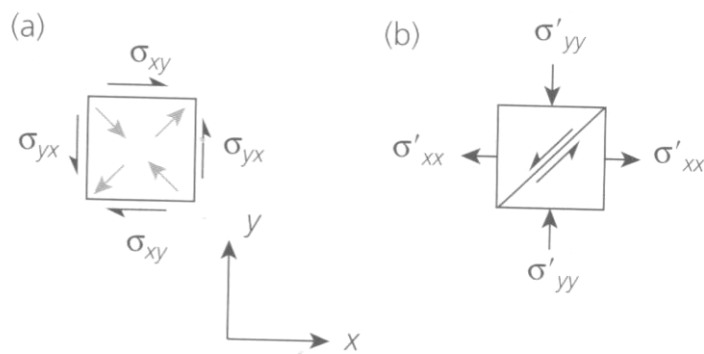


Abbildung 2.3: Die Scherspannung auf ein Quadrat (Benn & Evans 2010).

Der erste Index bedeutet die Richtung der Kraft, der zweite die Richtung der Normalen der Fläche auf die sie einwirkt.

In Abbildung 2.3 wird die Scherspannung auf ein Quadrat gezeigt (Benn & Evans 2010). Der erste Index bedeutet die Richtung der Kraft, der zweite die Richtung der Normalen der Fläche auf die sie einwirkt.

- (a) Die grauen Pfeile zeigen die Spannungsabweichung die sich aus den Scherspannungen ergeben.
- (b) Die Spannungsabweichung resultiert in der Scherspannung, die in der Diagonale ein Maximum erreicht.

Nimmt man das Beispiel eines Eiswürfels, so können Kräfte in neun verschiedenen Orientierungen auf ihn einwirken und ebenso viele unterschiedliche Spannungen verursachen.

$$T_{ij} = \begin{vmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{vmatrix} \quad (N/m^2)$$

Formel 2.1: Der Spannungstensor des Eises (Hooke 2005).

Der Spannungstensor des Eises ist symmetrisch, d.h. $\tau_{zx} = \tau_{xz}$ usw. Dabei gilt $\sigma_x = \tau_{xx}$ als Normalspannung oder Druck. In einem verformbaren Medium erzeugt eine gewisse Kraft Zugspannung. Dehnung bzw. Deformation wird als δl , Änderung einer Linie, dividiert durch die ursprüngliche Länge dieser Linie, l_0 , dargestellt:

$$\delta l / l_0$$

Formel 2.2: Die Deformation des Eises (Hooke 2005).

Das Symbol ϵ bezeichnet allgemein diese Deformation. Jene Geschwindigkeit, bei der diese Deformation hervorgerufen wird, die invariante effektive Deformationsrate, wird mit $\dot{\epsilon}$ dargestellt. Ebenso wie bei der Spannung, sind auch hier neun unterschiedliche Vektoren nötig, um den Status der Deformation darzustellen (Tensor zweiter Stufe). Hier gilt ebenfalls die Symmetrie der Tensoren. Aufgrund der Inkompressibilität des Eises gilt: $\dot{\epsilon}_{xx} + \dot{\epsilon}_{yy} + \dot{\epsilon}_{zz} = 0$ (Hooke 2005). Für den Zusammenhang zwischen Deformationsrate und Spannung gilt das „Glen’sche Fließgesetz“ (siehe Kapitel 2.1.4).

2.1.3. Die Gleichgewichtsgeschwindigkeit

Ein idealisierter stationärer Gletscher bewegt sich in einem Gleichgewichtszustand. D.h. er bleibt über einen Beobachtungszeitraum stabil, der Gletscher bleibt gleich dick. Somit ergibt sich eine mittlere horizontale Geschwindigkeit.

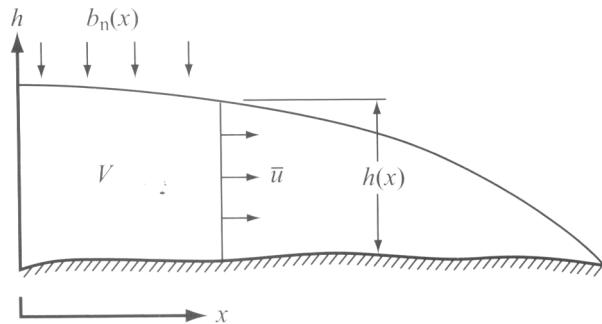


Abbildung 2.4: Die Gletschergeschwindigkeit ist abhängig von der Eisdicke (Hooke 2005).

u = Gleichgewichtsgeschwindigkeit

$h(x)$ = Eisdicke

b_n = Meter Eis pro Jahr

Diese Gleichung drückt das Prinzip der *Erhaltung der Masse* in einem nicht komprimierbaren Medium aus. Abbildung 2.4 zeigt schematisch die Abhängigkeit der Geschwindigkeit von b_n .

2.1.4. Das Fließgesetz von Glen

In frühen Untersuchungen wurde immer angenommen, dass sich Eis wie eine sehr viskose Flüssigkeit verhält. Das würde bedeuten, dass im Falle von Eis und auch von Flüssigkeiten ein proportionales Verhältnis zwischen der Deformation – $\dot{\gamma}$ und der Schubspannung – τ vorherrscht (siehe Abbildung 2.5). Eine konstante Viskosität wird jedoch bei keinem polykristallinen Material beobachtet, auch nicht bei Eis. Diese Erkenntnis ist auf John W. Glen zurückzuführen (Nye 1952).

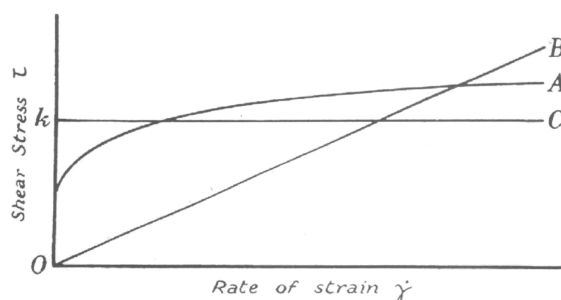


Abbildung 2.5: Das Verhältnis zwischen $\dot{\gamma}$ und τ (Hooke 2005;Nye 1952).

A – Eis, B – Flüssigkeit mit konstanter Viskosität, C – vereinfachtes Fließgesetz

Die Gletscherbewegung ist demnach abhängig von der Verformbarkeit der Eiskristalle und durch plastisches Fließen zu erklären. Laut Glen und seinem „Glen’schen Fließgesetz“ (1955) steht die Deformationsgeschwindigkeit beim Eis in positiver Abhängigkeit zur Schubspannung. Sie folgt einer Regel, bei der Temperatur und Potenz des Druckes zur Wirkung kommen.

$$\dot{\epsilon} = A \cdot \tau^n$$

$\dot{\epsilon}$ = Deformationsgeschwindigkeit (m/s)

τ = Schubspannung (N/m²)

A = temperaturabhängige Konstante (m².s/kg)

n = empirischer Exponent (-)

Formel 2.3: Das Fließgesetz von Glen (Baumgartner & Liebscher 1996).

Der Faktor n hängt vom Fließverhalten ab und kann allgemein für Eis mit einem Wert von 3 angenommen werden (Hooke 1981). Mit $n = 1$ wäre das Fließen rein viskos; mit $n = \infty$ bei $\tau > \tau_{krit}$ wird das plastische Fließen nach Überschreiten der kritischen Spannung beschrieben. Das Glen'sche Fließgesetz bedeutet auch, dass Eis umso nachgiebiger wird, je höher die angelegte Spannung ist (bei $n > 1$).

z. B. unter der Spannung von 10⁵ Pa (ca. 1 bar) verformt sich das Eis eines temperierten Gletschers (T = 0°C) in einem Jahr um 16% (Baumgartner & Liebscher 1996). Für einen Eiswürfel von 1m Seitenlänge würde das bei Normalspannung eine Verkürzung von 16 cm in eine Richtung (σ) und eine Verbreiterung in die andere Richtung bedeuten. Für die Schubspannung (siehe Formel Formel 2.1), z. B. τ_{xz} , bedeutet es, dass sich die Oberseite des Würfels relativ zur Unterseite um 32 cm/a in der x-Richtung bewegt, der Würfel daher um ca. 18° gesichert wird. Bei -10°C würde diese Deformation nur noch 32 mm betragen und bei -48°C 0,32mm, da die Konstante A mit abnehmender Temperatur sinkt (Baumgartner & Liebscher 1996).

Die höchsten Deformationsraten des Gletschers treten am Boden auf, da die Schubspannung mit zunehmender Gletschermächtigkeit ansteigt. Gletscher reagieren also auf eine Zunahme der Mächtigkeit mit erhöhter Fließgeschwindigkeit. Die Mächtigkeit des Gletschers nimmt quasi selbst regulierend wieder ab (Zepp 2004). Duval fand anhand von Experimenten heraus, dass polykristalline Eisproben jedoch nach einer entsprechenden Entlastungszeit zum Teil Erholung zeigen können (anelastisches Verhalten) (Duval 1978).

2.2. Die Massenbilanz

2.2.1. Allgemeines

Die Massenbilanz (der Massenhaushalt) B eines Gletschers besteht aus den Faktoren Massengewinn durch die Akkumulation (Input) C und Massenverlust durch Ablation (Output) A (meist in negativen Zahlen ausgedrückt) (Baumgartner & Liebscher 1996).

$$B = C + A \text{ (kg/m}^2\text{) oder (mm)}$$

Formel 2.4: Die Faktoren der Massenbilanz (Baumgartner & Liebscher 1996).

Abbildung 2.6 zeigt die Einflussfaktoren auf die Gletscher-Massenbilanz – Geographische Lage, Klima und Topographie. Im konkreten ist für die Entwicklung eines Gletschers ein hoher Anteil von festem Niederschlag (Schnee) im Verhältnis zum gesamten Niederschlag notwendig. Es lässt sich jedoch darüber diskutieren, ob die Sonneneinstrahlung nicht, im Gegensatz zu dieser Abbildung, eher als Voraussetzung für Niederschlag und Temperatur gesehen werden sollte.

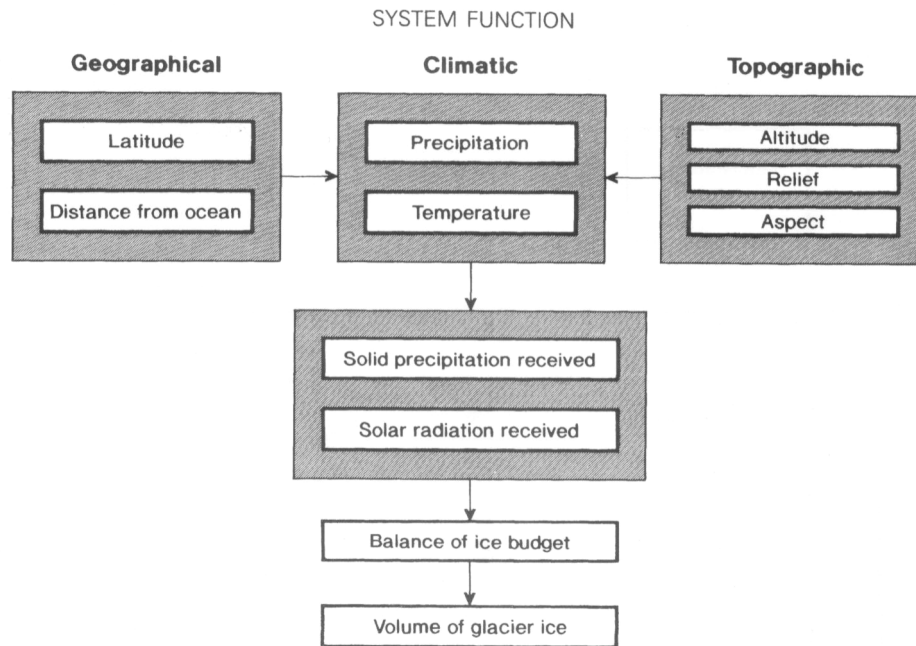


Abbildung 2.6: Die Einflussfaktoren der Massenbilanz (White et al. 2004).

Die Massenbilanz kann auf beliebigen Zeitebenen gemessen werden – saisonal, jährlich, über mehrere Jahre hinweg, etc. Die meisten europäischen Gletscher verbuchen eine negative Massenbilanz seit der kleinen Eiszeit. Akkumulation bzw. Ablation schwanken nicht nur über das Jahr gesehen, sondern auch an den unterschiedlichen Stellen an der Gletscheroberfläche. Mit zunehmender Höhe fällt die Ablation geringer aus, da hier eine niedrigere Temperatur vorherrscht. Dadurch, dass es in höheren Lagen mehr Niederschlag in Form von Schnee gibt, ist der Anteil der Akkumulation höher. Abbildung 2.7 zeigt dagegen, dass im unteren Gletscherbereich die Ablation gegenüber der Akkumulation überwiegt.

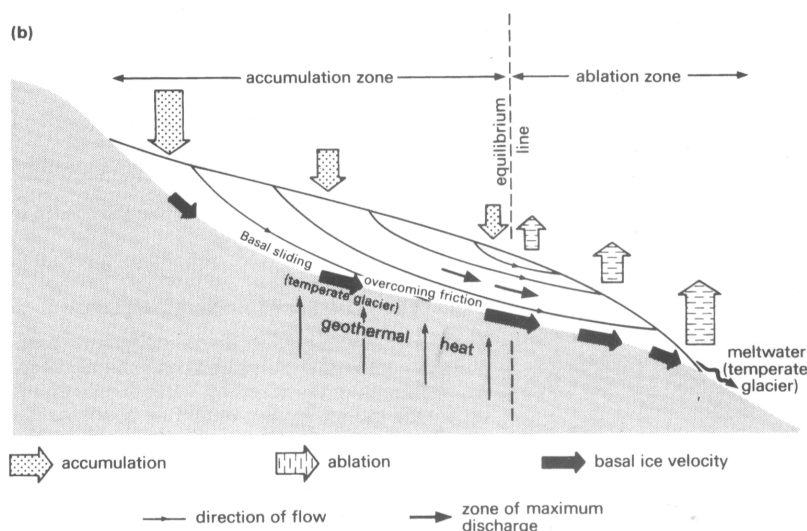


Abbildung 2.7: Die Gleichgewichtslinie eines Gletschers (White et al. 2004).

Am Gletscher geht die Metamorphose von Schnee zu Eis vor sich – Schnee wird zu Firn und im Laufe der Zeit zu festem Eis. Gibt es nun niedriger gelegene Gebiete, in die das Eis des Akkumulationsgebietes wandern kann, dann geschieht dies aufgrund der Schwerkraft. So endet das Eis im Ablationsgebiet (Zehrgebiet), dort wo die jährliche Ablation im Vergleich zur

Akkumulation überwiegt. Die so genannte Gleichgewichtslinie (ELA – equilibrium line altitude) trennt das Akkumulationsgebiet am Ende der Ablationsperiode vom Ablationsgebiet. Hier erfolgt ein Maximum an Massendurchfluss (Hooke 2005). Vor allem am Ende der Ablationsperiode kann die Gleichgewichtslinie mit der sogenannten Firnlinie übereinstimmen, wenn sich der Gletscher im Gleichgewicht befindet. Als Firnlinie wird jener Bereich gekennzeichnet, an dem sich am Ende der Periode der Firn vom Gletschereis trennt. Verzeichnet der Gletscher jedoch eine negative Massenbilanz, so wird sich die Firnlinie eher unterhalb der Gleichgewichtslinie befinden (IACS 2011). An Gletschern, an denen keine Massenhaushaltsmessung vorgenommen wird, wird oft die leichter zu ermittelnde klimatische Schneegrenze als Ersatz für die Gleichgewichtslinie herangezogen. Bei stationären Gletschern etwa entspricht das Verhältnis zwischen der Fläche des Nährgebietes und des Zehrgebietes 2 zu 1 (Zepp 2004). Ist jedoch „superimposed ice“ vorhanden, so kann diese vereinfachte Berechnung problematisch werden: Bei niedriger gelegenen Alpengletschern wie der Pasterze ist im Sommer der Schmelzprozess dermaßen fortgeschritten, dass der Nass-Schnee sich in eine niedriger gelegene Zone begibt. Wenn dort das darunter liegende Eis kalt genug ist, so kann dieser wassergesättigte Schnee wieder gefrieren und das sogenannte „superimposed ice“ bilden. Diese Zone befindet sich einerseits oberhalb der Gleichgewichtslinie, jedoch unterhalb der Schneegrenze (IACS 2011). Siehe dazu Abbildung 2.8 unten.

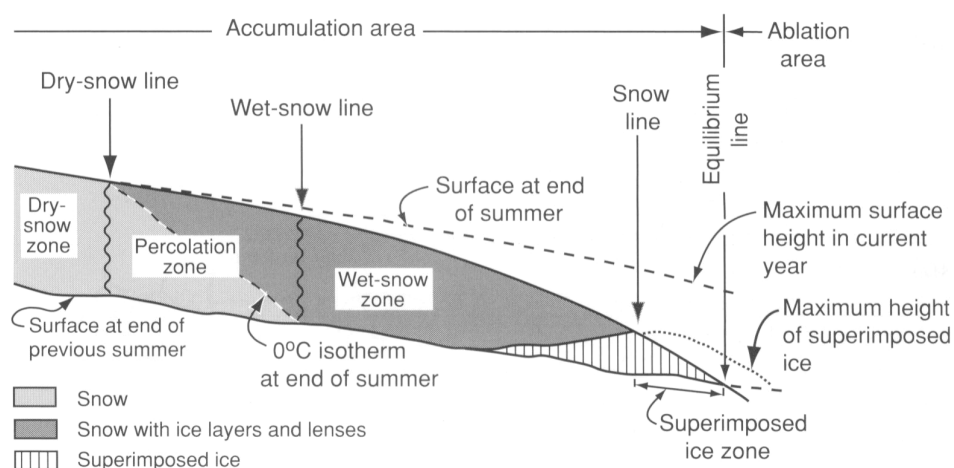


Abbildung 2.8: Darstellung des „Superimposed Ice“ (Hooke 2005).

Zum Massengewinn durch die Akkumulation zählt Schneefall (inkl. anderem festen Niederschlag), Ablagerung von Treibschnee, Ablagerung von Lawinen, Sublimation von atmosphärischem Wasserdampf, Anfrieren von Regenwasser. Zur Ablation zählt Schmelzen, Erosion von Treibschnee, Abbruch von Lawinen, Verdunstung, Kalben. Die relative Bedeutung dieser einzelnen Komponenten hängt von Klima, geographischer Lage und Topographie ab (Baumgartner & Liebscher 1996).

Ein Haushaltsjahr beginnt mit dem ersten Schneefall, dem Beginn der Akkumulation. Die Messung der Winterbilanz ergibt sich aus der Summe des akkumulierten Schnees während der Wintermonate. Die Ablationsperiode findet dagegen vorwiegend im Sommer statt. Im Winter kann Ablation verursacht durch Strahlung stattfinden. Die Sommermassenbilanz bezieht sich auf die Sommermonate und wird durch das Abziehen des Eisverlustes von der Menge des dazu gewonnenen Schnees errechnet. Ein gesamtes Massenbilanzjahr, die Nettobilanz oder das Budget (b_n), wird vom Ende einer Ablationsperiode bis zum Ende einer anderen Ablationsperiode errechnet (1. Oktober des Vorjahres bis 30. September des laufenden Jahres). Diese Bilanz wird meist als Wasseräquivalent, anhand einer Division

durch die Dichte des Wassers, angegeben. Spezifische Bilanzen werden in m/a oder $kg/a/m^2$ angegeben (Hooke 2005).

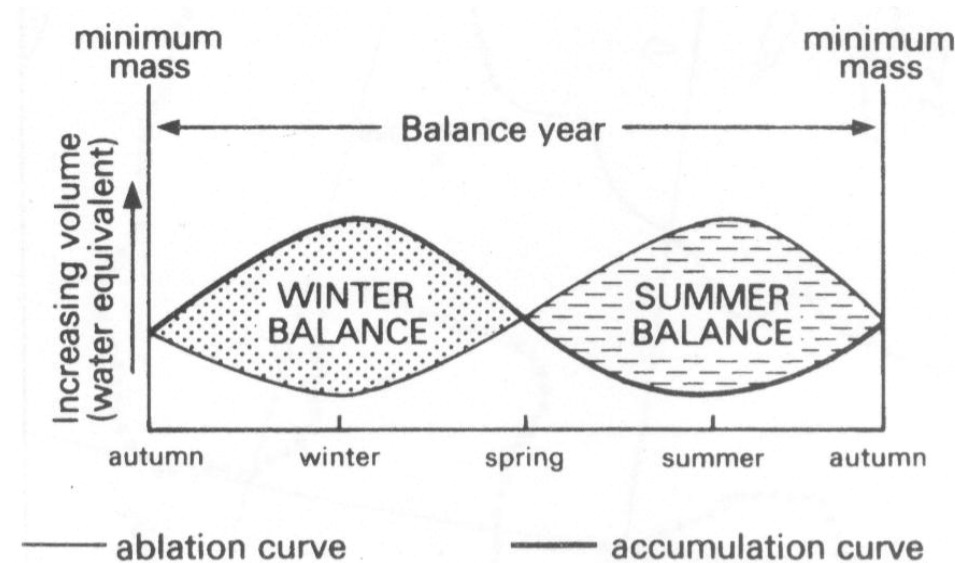


Abbildung 2.9: Der Jahresverlauf einer Massenbilanz (White et al. 2004).

Abbildung 2.9 zeigt den Verlauf der Massenbilanz über ein Jahr gesehen. Die vertikale Achse zeigt das Gletschervolumen (Wasseräquivalent). Ist die Fläche unter Ablations- und Akkumulationskurve gleich, so besteht ein ausgeglichener Massenhaushalt. Der Gletscher ist im Gleichgewicht. Eine Massenbilanz gibt keine Aussage über das Volumen eines Gletschers.

2.2.2. Berechnung der Massenbilanz nach der direkten glaziologischen Methode

Folgende Vorgehensweise wird zur Berechnung der Massenbilanz nach der direkten glaziologischen Methode gewählt: Ein gut verteiltes und repräsentatives Netz von Messpunkten wird festgelegt und errichtet. Dabei werden Ablationspegel in eing Bohrten Löchern fixiert. An diesen wird die Änderung der Eisoberfläche gemessen. Diese Messpunkte, sowohl im Akkumulations- als auch im Ablationsgebiet, werden in regelmäßigen Abständen besucht und abgelesen. Mittels Interpolation über die Gesamtfläche wird eine mittlere spezifische Massenbilanz errechnet. Weiters finden Schneedichtemessungen statt, um die Winterakkumulation bzw. die Sommerschmelze in Wasseräquivalent umzurechnen (Hooke 2005):

$$b_n = b_s + b_w$$

$b_s(x,y,z)$ – spezifische Sommerbilanz

$b_w(x,y,z)$ – spezifische Winterbilanz

$b_n(x,y,z)$ – spezifische Nettobilanz

Formel 2.5: Die Errechnung der spezifischen Nettobilanz (Hooke 2005).

Durch Integration über die gesamte Gletscheroberfläche kommt man auf folgende Bilanz:

$$B_n = \int_A (b_s + b_w) dA$$

A – Gletscherfläche

B_n – Nettobilanz (oft genormt auf Gletscherfläche)

Formel 2.6: Die Nettobilanz der gesamten Gletscheroberfläche (Hooke 2005).

Wenn b_n bzw. B_n über einen längeren Zeitraum positiv verlaufen, so ist der Gletscher im Vorstoß und umgekehrt. Es macht Sinn b_n als Funktion der Höhe zu setzen, so wie es im Beispiel des Hintereisferners (Öztaler Alpen, AT) in Abbildung 2.10 gezeigt wird (Hooke 2005).

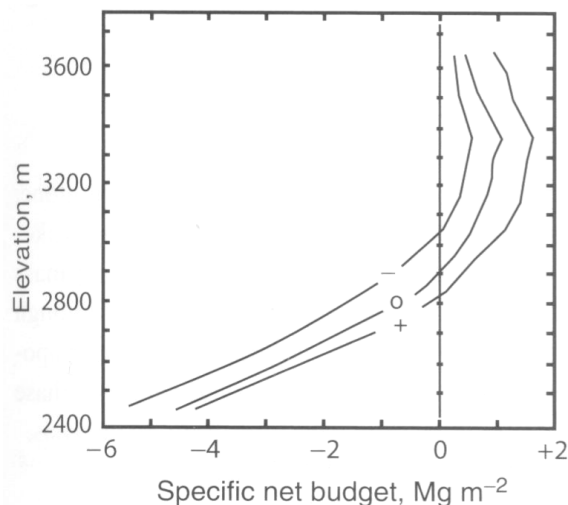


Abbildung 2.10: Die Nettomassenbilanz am Beispiel des Hintereisferners (Hooke 2005).

„o“ zeigt die Situation in einem Jahr mit ausgeglichener Massenbilanz; $B_n = 0$, da die meisten Talgletscher in den Alpen mit zunehmender Höhe auch an Breite zunehmen. „+“ bzw. „-“, repräsentieren Jahre mit besonders positiven bzw. besonders negativen Massenbilanzen. Der untere Bereich der Kurve ist annähernd linear, da das Abschmelzen fast linear mit abnehmender Höhe zunimmt. Da mit zunehmender Höhe die Akkumulation (wahrscheinlich durch Windverfrachtungen) abnimmt, ergibt sich die Kurve im oberen Bereich der Abbildung.

Bei einer positiven Massenbilanz nimmt das Volumen des Gletschers zu. Die Gleichgewichtslinie und meistens auch die Gletscherzunge wandern talabwärts. Eine negative Massenbilanz hat den umgekehrten Effekt. Die Lage der Gletscherzunge ist damit ein indirektes und zeitversetztes Maß für das Klima. Verzögerung zwischen der Veränderung der Masse und deren Rückwirkungen auf die Geometrie des Gletschers hängen von der Fläche, der Länge, dem Gefälle, der Ausrichtung und der Moränendecke ab (Zryd 2008). Die Massenbilanz bestimmt zu einem großen Teil das dynamische Verhalten des Gletschers mit.

2.3. Gletscherbewegung

2.3.1. Allgemeines

Die Gletscherbewegung und ihre Geschwindigkeit hängen direkt mit dem Massenhaushalt zusammen. Gletscher bewegen sich mit unterschiedlichen Bewegungsmustern und Geschwindigkeiten. Die Alpengletscher können eine Fließgeschwindigkeit zwischen 30 und 150 m/Jahr vorweisen. Derzeit liegt diese Geschwindigkeit in den Alpen eher im unteren Bereich (Zepp 2004).

Die Gletscherbewegung kann in 3 Richtungen in einem rechtshändigen Orthogonalen System dargestellt werden: die x-Achse zeigt in Richtung der Eisbewegung parallel zur Gletscheroberfläche; die y-Achse zeigt in Richtung zum rechten Gletscherrand; die z-Achse zeigt die Bewegung in die Tiefe. Die Geschwindigkeit in die entsprechende Richtung wird mit v_x , v_y und v_z bezeichnet (Baumgartner & Liebscher 1996). In der Akkumulationszone besteht eine Abwärtsbewegung, in Abhängigkeit von der Eismächtigkeit und seinen physikalischen Eigenschaften und dem Gefälle, da die Akkumulation sozusagen das bereits bestehende Eis unter sich begräbt. Das Gegenteil passiert in der Ablationszone: Das darunter liegende Eis kommt durch die Ablation zum Vorschein. Dies resultiert durch eine Rotationsbewegung in der Ablationszone in einer Aufwärtsbewegung. Abbildung 2.11 zeigt dies schematisch anhand eines kleinen Gletschers. Eine Rotationsbewegung entsteht. Bei längeren Gletschern müssen natürliche Faktoren wie die Topographie berücksichtigt werden. Diese können den Gradienten im Untergrund verändern. Meist herrscht jedoch auch eine Aufwärtsbewegung in der Ablationszone vor (White et al. 2004).

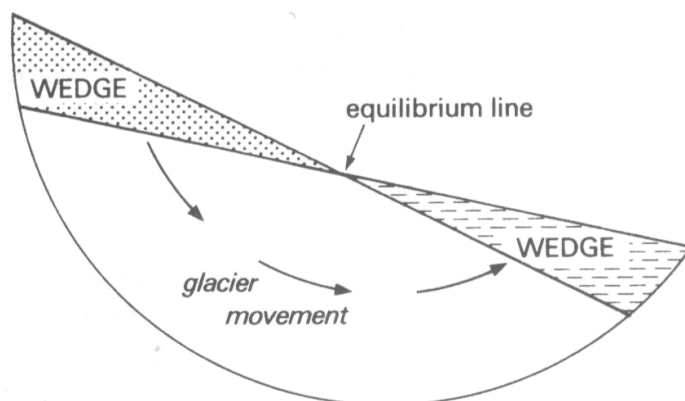


Abbildung 2.11: Schematische Darstellung der Gletscherbewegung (White et al. 2004).

2.3.2. Prozesse der Bewegung

In seiner Bewegung verhält sich der Gletscher ähnlich einem Fluss. Er fließt in der Mitte und nahe der Oberfläche schneller als auf der Seite und am Boden des Gletschers (Pellikka & Rees 2010a). Findet Bewegung an der Eisbasis statt, so tragen zwei Prozesse dazu bei:

1. Deformation des Eises
2. Das Gleiten des Eises über den Untergrund (basales Gleiten)

Die interne Deformation durch Scherkräfte wird vor allem durch folgende Bedingungen begünstigt: Bei relativ warmen Temperaturen in temperierten Gletschern und in polaren Gletschern mit großem Auflagedruck. Sie zeigt sich auch innerhalb des Gletschers durch

einzelne Scherflächen in Kombination mit einer Veränderung der Geschwindigkeit bzw. des Gradienten. D.h. je steiler das Gletscherbett, desto größer die Antriebskraft nach unten. Es kommt zu einer Verdünnung und Ausdehnung eines Abschnittes. Im Gegensatz dazu, wird das Gletscherbett flacher, so wird das Eis zusammengepresst, wird dicker und weicht wegen seiner Inkompressibilität nach oben aus (Abbildung 2.12). Die interne Deformation wird durch die Scherkräfte innerhalb des Eises, durch das Gewicht des darüber liegenden Eises, ausgelöst. Dadurch wird das Eis verdrängt, entweder indem sich die Eiskristalle entlang der Gleitfläche verformen oder durch Bruch. Die Bewegung findet in Richtung des Oberflächengradienten (Druckgradienten) statt und kann durch die „Glen’sche Regel“ beschrieben werden.

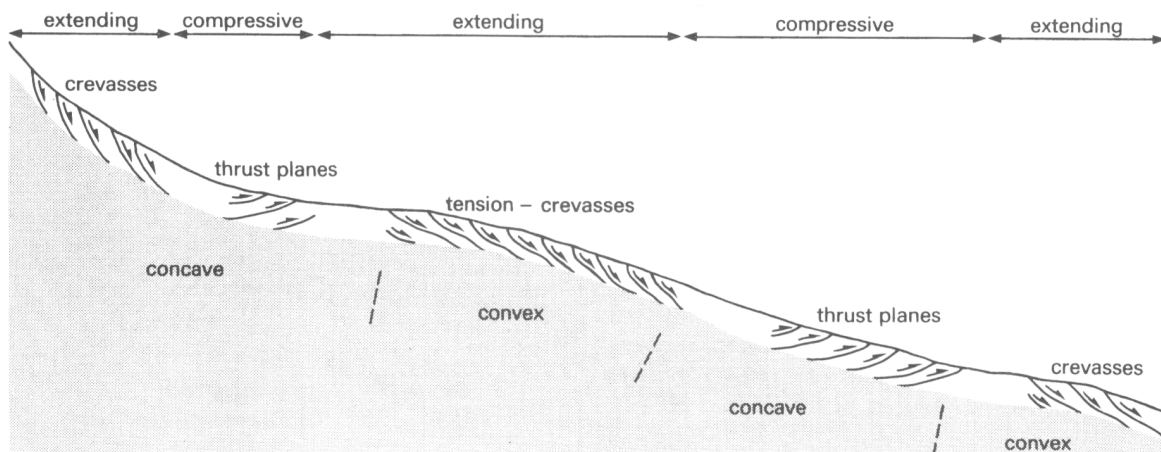


Abbildung 2.12: Ausdehnung und Zusammenziehen des Gletschers (White et al. 2004).

Werden die Scherspannungen im Eis zu groß, so bilden sich Scherflächen. An diesen werden Eisschilder gegeneinander bewegt. Es kommt zum Bruch. Durch die, durch den unterschiedlichen Druck verursachten, variierenden Geschwindigkeiten innerhalb der Gletscherflächen, zwischen der Mittellinie und der Seitenlinie, entstehen Gletscherspalten. Dies sind in diesem Fall Längsspalten auf der Oberfläche (Pellikka & Rees 2010b). Querspaltten dagegen bilden sich an der Oberfläche indem der Gletscher eine Gefällstufe überwindet. Nach der Überwindung der Stufe werden diese wieder geschlossen. Da sich der untere Teil des Eises plastisch verformt reichen die Querspaltten meist nicht bis zum Felsuntergrund. Sehr ausgeprägte und hohe Stufen werden durch einen Gletscherbruch überwunden. Hier zerfällt das spröde Eis der Oberfläche in sogenannte „Séracs“ (Busch 1986).



Foto 1: Die Pasterze direkt oberhalb des Hufeisenbruches.

Ist die Scherspannung am Boden größer als der Reibungswiderstand am Gletscherbett, so findet basales Gleitern statt. Ein temperierter Gletscher hat einen Schmelzwasserfilm am Übergang von Eis zu Fels. Die Schmelzwässer stehen häufig unter hydrostatischem Druck und sind an der Erosion beteiligt (White et al. 2004).

Das bewegte Gletschereis übt eine Schubspannung aus, welche laut folgender Gleichung mit der Eismächtigkeit und dem Winkel der inneren Reibung wächst:

$$\tau = (\rho \cdot g \cdot h - b) \cdot \tan \varphi$$

τ = Schubspannung (N/m²)

ρ = Dichte des Eises (kg/m³)

g = Schwerebeschleunigung (m/s²)

h = Eismächtigkeit (m)

b = Wasserdruck an der Gletscherbasis im Untergrund (N/m²)

φ = Winkel der inneren Reibung (im Untergrundmaterial) (-)

Formel 2.7: Die Schubspannung des Gletschereises (Zepp 2004).

Die Schubspannung wird also durch das Wasser zwischen der Gletscherbasis und dem Untergrund herabgesetzt.

2.3.3. Beschaffenheit der Gletschersohle und subglaziales Abflussnetz

Die Spannung eines Materials bei der Deformation eintritt wird in Pascal gemessen. Bei Eis scheint dieser Wert null zu sein, d.h. bei jeder Form von Druck gibt es Deformation. Die Fließgrenze der subglazialen Sedimente oder des Gesteins hängt wiederum von zwei Faktoren ab: Kohäsion und Reibung. Die Kohäsion bei subglazialen Sedimenten hängt meist

von elektrostatischen Kräften zwischen den Partikeln ab. Sie ist aber eher zu vernachlässigen und ist für die Fließfestigkeit nur dann von Wirkung, wenn es sich um versteinertes Material handelt oder eine große Menge an Ton vorhanden ist (Benn & Evans 2010). Die Reibung ist direkt proportional zum Druck. Bei Untersuchungen des Einflusses von Sedimentpartikeln an Gletschersohle auf die Gleitprozesse kam man auf zwei unterschiedliche Arten von Reibung (Schweizer & Iken 1992): „Sandpapier Reibung“ und „Hallet Reibung“. Ist die Konzentration von Schutt hoch und sind die Partikel in sehr engem Kontakt und ist eine Art Coulombsche Reibung vorhanden (Äußere Reibung), so spricht man von „Sandpapier Reibung“. Diese hat eine negative Beziehung zum Wasserdruck. Die „Hallet Reibung“ dagegen ist unabhängig zum Wasserdruck. Sie kommt nur bei einer geringen Feststoffkonzentration vor, wenn die Partikel sich nicht berühren. Bei beiden Arten erhöht sich durch den Wasserdruck die Wahrscheinlichkeit eines Abreißens. Iken und Bindschadler (1986) erarbeiteten das Verhältnis zwischen der Gleitgeschwindigkeit und dem unterirdischen Wasserdruck. Ein qualitativer Bezug zur „Hallet Reibung“ kann hier hergestellt werden: Diese Gletscher gleiten und „schleifen“ das ganze Jahr über. Das Gleiten bei „Sandpapier Reibung“ kann dagegen aufgrund der starken Reibung nur bei hohem unterirdischen Wasserdruck stattfinden, da sonst die Reibung zu hoch ist. Solche Gletscher gleiten also nur in der Schmelzsaison, solange noch unterirdisches Wasser vorhanden ist. Zur anderen Zeit des Jahres überwiegt eher die Ablagerung.

Nach einer schematischen Darstellung würde der Gletscher folgendermaßen funktionieren: Am Ende einer Ablationsperiode schließen sich die Schmelzwasserkanäle unter dem Eis. Im Frühjahr setzt dann das warme Wetter wieder ein und die neuen Wasserabflusskanäle müssen erst gebildet werden. Der Gletscher gerät unter Druck und hebt sich dadurch. Er fließt schneller. Mit der Zeit ordnen sich die Abflusskanäle und der Druck unter dem Gletscher sinkt. Die Wirksamkeit des Gleitmittels sinkt und der Gletscher fließt langsamer. Wie aber oben erklärt hängt dieses Schema in der Realität auch von anderen Faktoren, wie etwa dem Vorhandensein von Sedimenten unter dem Gletscher ab. Durch diese Unreinheiten unter dem Gletscher können sogar „kalte“ Gletscher gleiten, da ein Sedimentfilm nicht friert (Zryd 2008).

2.4. Die Gletscherdynamik

2.4.1. Die Bewegungsgleichungen

Geht man davon aus, dass die Änderung des Spannungstensors in Richtung der Flächennormalen nur durch die Erdbeschleunigung verursacht wird bzw. dass in Fließrichtung und quer zur Fließrichtung homogene Bedingungen herrschen ($\delta/\delta x$ und $\delta/\delta y = 0$), dann kann die Bewegungsgleichung in vereinfachter Form und analog zu Formel 2.1 folgendermaßen dargestellt werden:

$$\frac{\delta \tau_{xz}}{\delta z} = -\rho \cdot g_x$$

ρ = Dichte

g = Erdbeschleunigung

Formel 2.8: Die Bewegungsgleichung I (Baumgartner & Liebscher 1996).

Dabei ist

$$g_x = g \sin \alpha$$

der Betrag der Schwerebeschleunigung in der x-Richtung und α die Oberflächenneigung des Gletschers. Integriert man diese Gleichung von der Oberfläche ($\tau_{xz} = 0$, $z = 0$) bis zum Untergrund ($\tau_{xz} = -\tau_b$, basale Schubspannung, $z = h$), so folgt schließlich:

$$\tau_b = \rho g h \sin \alpha.$$

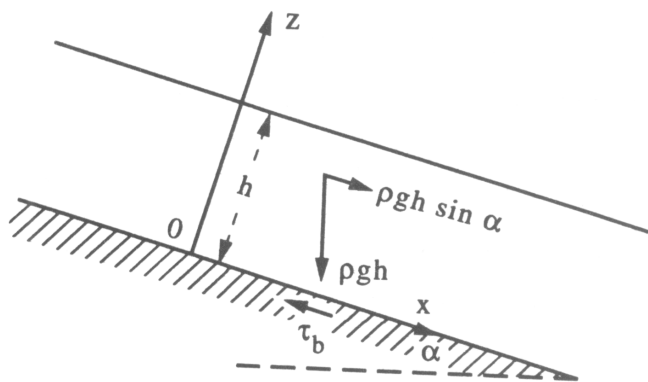
h = Eisdicke

α = Neigung

ρ = Dichte

g = Gravitationsbeschleunigung

Formel 2.9: Die Bewegungsgleichung II (Baumgartner & Liebscher 1996).



Stellt man sich z.B. eine Eissäule normal zur Oberfläche über die gesamte Querschnittsfläche verteilt vor, so ergibt sich das Gewicht dieser Säule: $\rho g h \sin \alpha$. Um im Gleichgewicht zu sein, wird dieses Gewicht durch die basale Schubspannung an der Basis der Eissäule (τ_b) ausgeglichen.

Abbildung 2.13: Die basale Schubspannung (Paterson 1994).

Der Wert für τ_b liegt normalerweise zwischen 50 und 150 kPa (Wird angenommen, dass sich Eis als vollkommen plastisch verhält, so beträgt die Fließspannung 100 kPa!). Bei einem vollkommen plastischen Verhalten ergibt sich

$$h = \tau_0 / (\rho g \sin \alpha)$$

wenn, $\tau_0 = 100 \text{ kPa}$ und $\tau_0 / \rho g = 11 \text{ m}$.

Formel 2.10: Die basale Schubspannung (Baumgartner & Liebscher 1996).

Sind die Werte also annähernd konstant, so kann τ_b zur Abschätzung der Gletscherdicke aus der Oberflächenneigung verwendet werden: je steiler die Oberfläche, desto dünner das Eis. Ein Zeichen für eine Erhebung im anstehenden Gestein kann eine Senke an der Oberfläche sein (Baumgartner & Liebscher 1996). Wenn also die Deformationsgeschwindigkeit mit der Eisdicke ansteigt, so fließt dickeres Eis viel schneller als dünnes Eis. Durch diesen Unterschied entstehen z.B. am Übergang vom flachen Firnbecken zum, ihn umgebenden, steilen Bereich Gletscherspalten. Dies ist der so genannte „Bergschrund“. Dieses Phänomen tritt auch am Übergang vom langsamen Bereich des Eisrandes zum schnell fließenden mittleren Bereich des Eiskörpers auf. Dadurch entstehen strahlenförmige Spalten, die sich im rechten Winkel zur Spannung öffnen und sich Gletscher abwärts ausbreiten (Kuhn 2010).

2.4.2. Die Horizontale Geschwindigkeit in einem Talgletscher

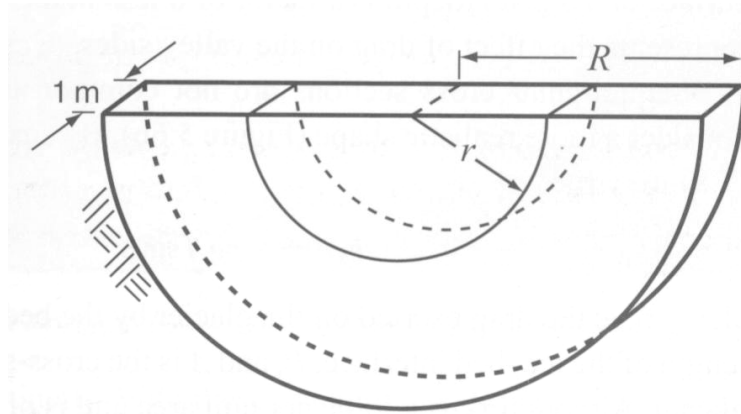


Abbildung 2.14: Ein Talgletscher vereinfacht als Halbkreis (Hooke 2005).

Nahm man früher an, dass die horizontale Geschwindigkeit durch zunehmende Gletschertiefe aufgrund des zunehmenden Druckes ansteigen würde, so schaffte es Nye (Nye 1952) zu beweisen, dass dies physikalisch

unlogisch sei. Laut Nye muss das Oberflächeneis mit derselben Geschwindigkeit fließen, da es der Scherspannung keinen Widerstand entgegensetzen kann.

Widerstand gegen Fließen oder Kriechen des Gletschers entsteht jedoch durch die Seitenbereiche bei einem Talgletscher. Hier macht sich die seitliche Reibung bemerkbar, die in der Bewegungsgleichung vernachlässigt wurde ($\partial/\partial y \neq 0$). Durch einen Formfaktor kann diese berücksichtigt werden. Der Formfaktor ist ähnlich dem Verhältnis des hydraulischen Radius r_{hy} (Querschnittsfläche durch verdeckten Teil des Umfangs) zur Gletscherdicke ($f=r_{hy}/h$) (Baumgartner & Liebscher 1996).

$$\tau_b = \rho g f h \sin \alpha = \rho g r_{hy} \sin \alpha$$

Formel 2.11: Der Widerstand eines Talgletschers - Annäherung (Baumgartner & Liebscher 1996).

Je enger das Gletscherbett ist, desto höher ist der Einfluss dieses Widerstandes der Seitenflächen (Hutter 1983). Abbildung 2.14 zeigt schematisch einen Halbkreis als Talform mit Radius R und einer Neigung α . Eine realistischere Form für den Talgletscher als der Halbkreis ist jedoch die in Abbildung 2.15 dargestellte Form.

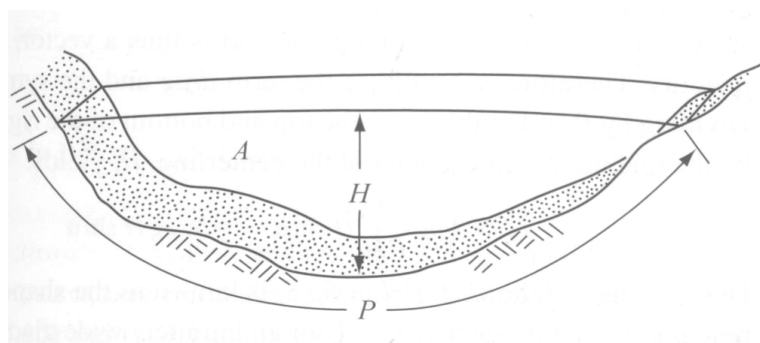


Abbildung 2.15: Querschnitt eines Talgletschers (Hooke 2005)

Analog dazu entsteht folgende Gleichung:

$$\tau_b P = \rho g A \sin \alpha$$

τ_b = Widerstand durch das Gletscherbett, gemittelt über die Eis-Gletscherbett Länge P

A = Querschnittsfläche des Gletschers

Formel 2.12: Der Widerstand eines Talgletschers (Hooke 2005).

τ_b (= Scherspannung, gemessen in Kraft pro Flächeneinheit) wird als Vektor und nicht als Tensor ausgedrückt, da es sich auf eine Ebene Fläche bezieht.

Ein Vergleich von Messungen, welche in einem temperierten Gletscher in den kanadischen Rocky Mountains (Athabasca Glacier) durch Raymond (1971) vorgenommen wurden, mit den Berechnungen von Nye (1965a) zeigt folgendes (Hooke 2005; Paterson 1994):

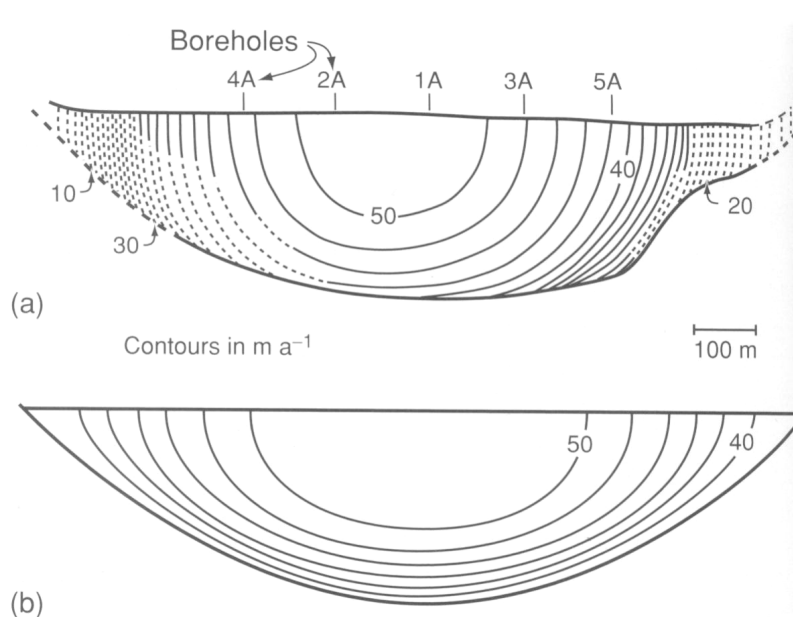


Abbildung 2.16: Die Unterschiede in der horizontalen Geschwindigkeit (Hooke 2005).

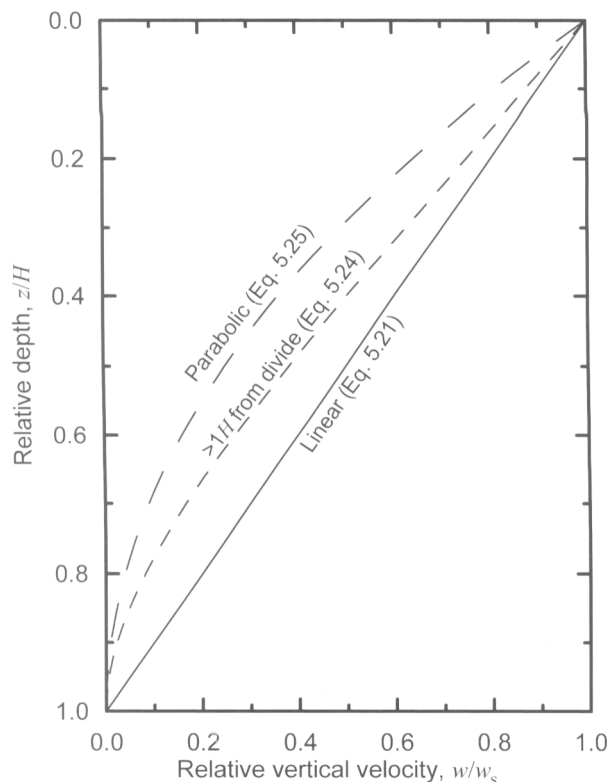
Die obere der zwei Abbildungen zeigt die Konturen der horizontalen Geschwindigkeit im Querprofil, basierend auf Messungen anhand von Bohrungen. Alle Bohrungen, außer 4A, erreichten das Gletscherbett. Die strichlierten Linien wurden extrapoliert. In der Abbildung unten wird eine theoretische Verteilung der horizontalen Geschwindigkeit in einem Talgletscher mit ähnlicher Form und angenäherter Geschwindigkeit dargestellt.

Es ergeben sich einige markante Unterschiede:

- Die basale Geschwindigkeit des Athabasca Glacier erreicht 80% bis 90% von jener an der Oberfläche im Bereich der Mittelachse und nimmt rapide ab in Richtung Talseite. Im theoretischen Modell von Nye sollte diese Geschwindigkeit gleich verteilt sein.
- Die Linien gleicher Geschwindigkeit sind annähernd halbkreisförmig und unterscheiden sich sowohl vom tatsächlichen Talquerschnitt, als auch von den Linien im theoretischen Modell.
- In den Feldmessungen ergibt die Deformationsrate $\delta u / \delta y$ einen viel höheren Wert als $\delta u / \delta z$. Das theoretische Modell ergibt genau das Gegenteil. Der Athabasca Gletscher scheint durch die Reibung nahe der Seitenränder mehr Halt zu bekommen, als durch die basale Reibung nahe der Mittelachse.
- Der Eisfluss über den Querschnitt ist um ca. 10 Prozent höher als das Ergebnis des Produktes von Fläche und durchschnittlicher Oberflächengeschwindigkeit.

Weiters fand Nye (1952) durch seine Berechnungen heraus, dass die Scherspannung bei geringer Neigung auch dann dieselbe bleibt, wenn die Oberfläche nicht parallel zum Untergrund ist. Das bedeutet, dass die Scherspannung am Gletscherbett durch die Oberflächenneigung, und nicht jener des Untergrundes, bestimmt wird. Das Eis fließt in die Richtung der maximalen Oberflächenneigung, selbst wenn das Gletscherbett in die andere Richtung verlaufen sollte. Dies erklärt weshalb ein Talgletscher manchmal Vertiefungen aufweist (Paterson 1994).

2.4.3. Emergenz- und Submergenzgeschwindigkeiten



Hooke (2005) geht bei seinen Berechnungen der Emergenz- bzw. Submergenzgeschwindigkeit davon aus, dass ein Zustand der Inkompressibilität vorherrscht und die vertikale Geschwindigkeit (w) linear mit zunehmender Tiefe abnimmt (siehe Abbildung 2.17). Da im oberen Teil des Gletschers die horizontale Geschwindigkeit (u) quasi unabhängig von der Tiefe ist, kann man annehmen, dass die oberen Bereiche von zwei nahe stehenden Profilen auch parallel verlaufen. Somit ist $\delta u / \delta x$ unabhängig von der Tiefe.

Abbildung 2.17: Die Variation der vertikalen Geschwindigkeit (Hooke 2005).

Die Emergenz- bzw. Submergenzgeschwindigkeit kann man auf zwei Arten berechnen: Entweder über die Höhenänderung $\delta h / \delta t$ und die spezifische Massenbilanz b oder die horizontale und vertikale Geschwindigkeit u_s bzw. w_s (Span et al. 1997). Das in Abbildung 2.18 gezeigte Modell zeigt die Berechnung über die Höhenänderung:

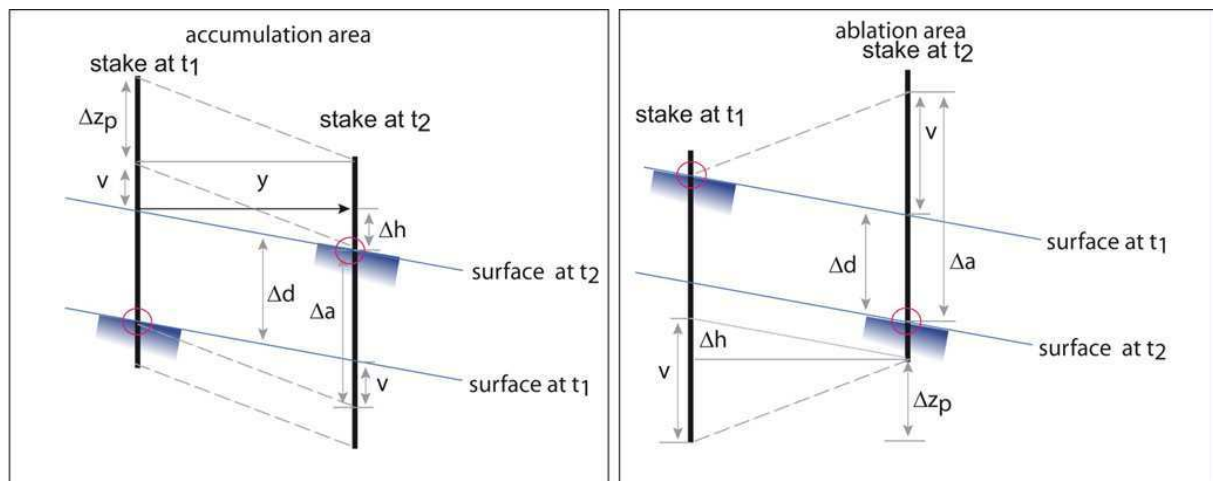


Abbildung 2.18: Die Berechnung der Emergenz bzw. Submergenz im Akkumulations- bzw. Ablationsbereich (Fischer et al. 2011).

y – horizontale Bewegung des Ablationspegels (stake) zwischen t_1 und t_2 (t_1, t_2 – Messdatum); v – vertikale Fließbewegung; Δa – Ausaperung des Pegels (Ablation); Δd – Veränderung der Oberflächenhöhe $d_2 - d_1$; Δh – Höhendifferenz in Richtung der Fließlinie; Δz_p – Höhendifferenz Pegelende.

Geht man davon aus, dass der Gletscher im Gleichgewichtszustand ist und das Oberflächenprofil gleich bleibt, sodass Akkumulation und Ablation ausgeglichen sind, dann

steht die vertikale Geschwindigkeit an der Oberfläche (w_s) im direkten Zusammenhang mit der Nettomassenbilanz (b_n):

$$b_n = -w_s + u_s \tan \alpha$$

w_s – Vertikale Geschwindigkeit an der Oberfläche

b_n – Nettobilanzrate

u_s – Horizontale Geschwindigkeit an der Oberfläche

α – Oberflächenneigung

Formel 2.13: Zusammenhang der Geschwindigkeiten des Gletschers und der Nettomassenbilanz (Hooke 2005).

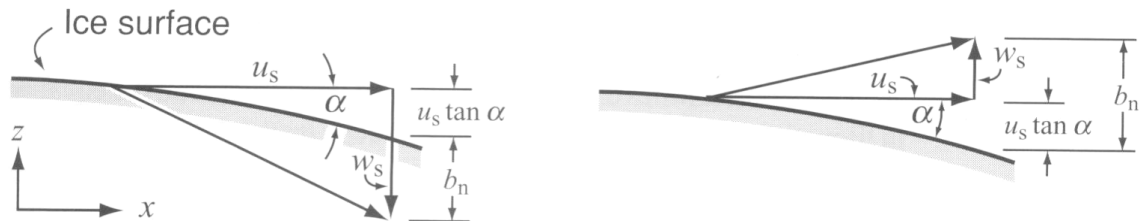


Abbildung 2.19: Die Submergenzgeschwindigkeit – links, die Emergenzgeschwindigkeit – rechts (Hooke 2005).

Abbildung 2.19 lässt sich folgendermaßen erklären: Abbildung linke Seite - Die x-Achse zeigt horizontal gletscherabwärts, während die z-Achse nach oben zeigt. Im Akkumulationsgebiet sind die Neigung und die vertikale Geschwindigkeit negativ. Durch das Minus wird die rechte Seite der Gleichung positiv. Im Akkumulationsgebiet wird diese rechte Seite Submergenzgeschwindigkeit genannt.

Im Ablationsgebiet gilt ebenfalls dieselbe Gleichung – Abbildung rechte Seite - nur dass hier die vertikale Geschwindigkeit an der Oberfläche normalerweise positiv ist und die rechte Seite der Gleichung negative Werte erhält. So ergibt sich eine negative Nettobilanzrate. Die rechte Seite der Gleichung bezeichnet man als Emergenzgeschwindigkeit. Beobachtet man die Position eines Ablationspegels, der sich mit dem Eis bewegt, so ist also nur ein Teil der gemessenen vertikalen Veränderung w_s der Ablation zuzuschreiben. Der Rest kommt aus der Abwärtsbewegung der Pegelstange. Die Formel zeigt, dass die Veränderungsrate der Eismächtigkeit an einer fixen Koordinate gleich der Akkumulationsmenge plus der Emergenzgeschwindigkeit ist (Paterson 1994).

Da in der Formel von einem Gleichgewichtszustand ausgegangen wird bleibt die Berechnung nur eine Annäherung. Tatsächlich ändert sich b_n jedes Jahr. Würde also die Submergenzrate über einen längeren Zeitraum hinter der Emergenzrate zurückbleiben, so würde der Gletscher an Volumen zunehmen und sich anheben und umgekehrt. Hooke (2005) nennt als Beispiel: Wenn oben genannte Gleichung überall am Gletscher gilt außer im unteren Bereich des Ablationsgebietes, in welchem die Ablationsrate höher ist als die Emergenzgeschwindigkeit, so ist davon auszugehen, dass der Gletscher in einem Stadium ist, in dem er sich an eine Klimaerwärmung anpasst. Das würde bedeuten, dass sich der Ablationszone an die Erwärmung angepasst hat, aber der Gletscher immer noch leicht am Rückzug ist.

Nimmt der Druck eines Gletschers ($\rho g h \alpha$) zu, so steigt auch die Fließgeschwindigkeit. Ist die absolute Geschwindigkeit zu gering, so ist die Submergenzgeschwindigkeit kleiner als die Akkumulationsrate und der Gletscher dehnt sich im Akkumulationsbereich aus. Parallel dazu ist die Emergenzgeschwindigkeit kleiner als die Ablationsrate und der Gletscher wird im Ablationsbereich dünner. Die Hangneigung an der Gletscheroberfläche nimmt also zu.

Dadurch werden der Druck und gleichzeitig die horizontale Geschwindigkeit höher. Da diese Geschwindigkeit am Anfang und Ende des Gletschers gleich null ist wirkt sich eine Erhöhung im Mittelteil so aus, dass der Gletscher sich im Akkumulationsgebiet ausdehnt und im Ablationsbereich zusammenpresst. Nehmen sowohl horizontale als auch vertikale Geschwindigkeit zu, so wird der Gleichgewichtszustand tendenziell wieder hergestellt (Hooke 2005).

2.4.4. Das Strömungsfeld

Bei gegebener Nettobilanzrate kann man bereits eine erste Einschätzung des Strömungsfeldes des Gletschers machen. Die Fließlinie würde in etwa so verlaufen wie bereits im vorhergehenden Kapitel gezeigt bzw. wie von Finsterwalder (1897) ursprünglich sein Konzept der Oberflächengeschwindigkeit, der Fließlinien und Jahreslinien in einem stationären Gletscher in einem Längsprofil skizziert (siehe Abbildung 2.20):

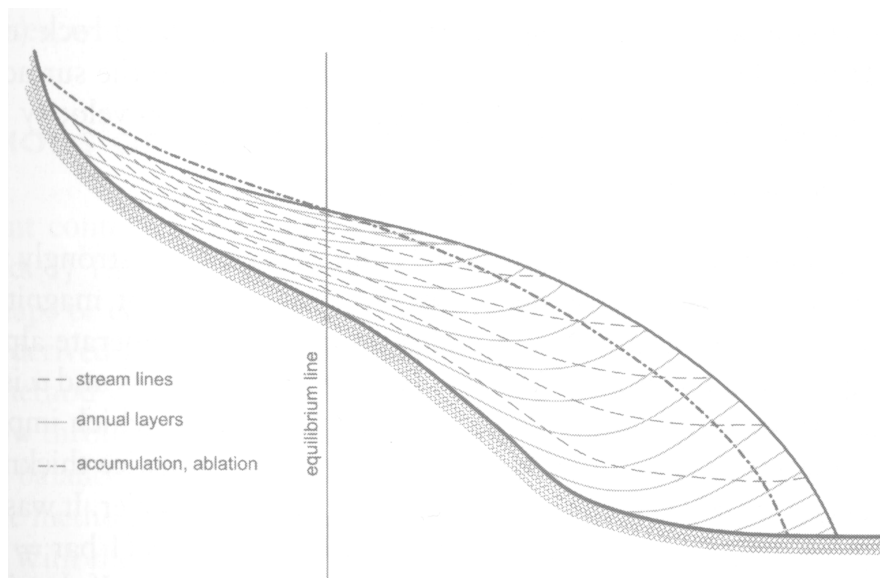


Abbildung 2.20: Finsterwalders Konzept der Fließlinien (Kuhn 2010).

Der jährliche Akkumulationsüberschuss wird vertikal in den Gletscher geführt. Eis, Steine etc. fließen nun parallel zur Oberfläche unterhalb der Gleichgewichtslinie durch und treten schließlich im Ablationsgebiet an die Oberfläche um das jährliche Defizit auszugleichen. Dort zieht sich der Gletscher zusammen.

Betrachtet man die Neigung eines typischen Gletschers, so ist die vertikale Geschwindigkeit w_s an jener Stelle, knapp unterhalb der Gleichgewichtslinie null ($b_n = u_s \cdot \tan \alpha$). Die horizontale Geschwindigkeit u nimmt nach außen hin zu und erreicht wiederum knapp unterhalb der Gleichgewichtslinie ihr Maximum. Die Variation in der horizontalen Geschwindigkeit ist im Vergleich zu jener der vertikalen Geschwindigkeit um einiges deutlicher. So erklärt es sich, dass in der Nähe der Mittellinie die Geschwindigkeitsvektoren steil abfallen und am Rand steil ansteigen, da hier u_s so gering ist. Die Strömungslinien gehen also im Akkumulationsgebiet abwärts und im Ablationsgebiet aufwärts. Im Gletscherbett verlaufen sie parallel zum Bett und auf der Gleichgewichtslinie eines Gletschers im Gleichgewichtszustand verlaufen sie parallel zur Oberfläche. In diesem Gleichgewichtszustand kann kein Material eine Strömungslinie überqueren, es bleibt immer innerhalb. Aufgrund der Inkompressibilität des Eises ist dort wo die Linien also am engsten beieinander sind die Geschwindigkeit am höchsten, d.h. auf der Gleichgewichtslinie. In einem Talgletscher gibt es, abweichend vom Ideal des Gleichgewichtszustandes, saisonale

und räumliche Variationen des Geschwindigkeitsfeldes. Studien zeigen also, dass die Geschwindigkeit im Sommer zunimmt, wenn Oberflächenwasser das Gletscherbett erreicht und der Wasserdruck erhöht wird. Unterhalb der Mittellinie fällt das Gleiten am massivsten aus. So sind die saisonalen Beschleunigungen hier auch am höchsten. Diese Beschleunigungen zeigen sich in messbaren Veränderungen der Geschwindigkeitsvektoren sowohl an der Oberfläche, als auch in der Tiefe, in Magnitude und Richtung (Hooke 2005; Hooke et al. 1992). Harper (2001) und Hooke (2005) fanden in ihren Untersuchungen keine saisonalen Schwankungen, jedoch signifikante räumliche Variationen im Zehn-Meter-Bereich. Im Querschnitt konnten Abweichungen der horizontalen Geschwindigkeit von 5% festgestellt werden, welche durch Längsgerichteten Druck, verursacht durch einen Eisfall im oberen Bereich ausgelöst wurden.

2.4.5. Die Dynamik in einem Talgletscher

In Anbetracht der Oberflächenkrümmung lassen sich unterschiedliche Querprofile erklären. Dieses ist entweder konvex im Ablationsgebiet oder konkav im Akkumulationsgebiet. Die vertikale Geschwindigkeit kann im Gleichgewichtszustand an den Seitenrändern nicht null sein. Um die jeweilige Profilform zu gewährleisten muss entweder das Eis in die Mitte des Querprofils gedrängt werden (Akkumulationsgebiet) (Abbildung 2.21 (a)) oder von der Mitte in Richtung Rand (Ablationsgebiet) (Abbildung 2.21 (b)). In der Ablationszone ist die horizontale Geschwindigkeit normalerweise in der Nähe der Zentralen Linie am höchsten und nimmt zum Seitenrand hin ab, verursacht durch die Reibung an Seiten. Ebenso nehmen die Geschwindigkeiten in der Tiefe ab, da es hier den Widerstand im Gletscherbett gibt (Abbildung 2.21 (c)).

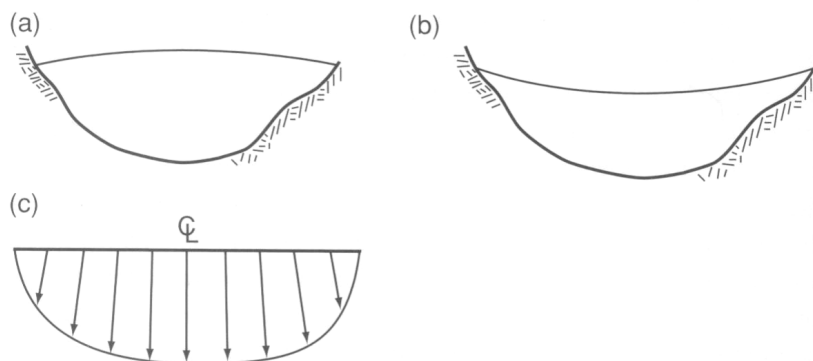


Abbildung 2.21: Querprofile eines Talgletschers (Hooke 2005).

Die Ablationsrate ist quer über den Gletscher ungefähr dieselbe. Sie ist sogar eher etwas höher am Rand, verursacht durch den Effekt der Strahlung und Verteilung

von Wärme durch die dunklen Felsen an den Talrändern (Hooke 2005). Die Oberflächenneigung bleibt auch ungefähr dieselbe am gesamten Gletscher. Betrachtet man also Formel 2.13, die Berechnung der Submergenz- bzw. Emergenzrate, bzw. Abbildung 2.19 rechts, so ist es verständlich, dass w_s am Rand höher sein muss als entlang der Mittellinie (siehe

Abbildung 2.22). Dieser Einfluss auf die Oberfläche würde also eine unterschiedliche Komponente im Querverlauf auf den Fluss des Eises darstellen.

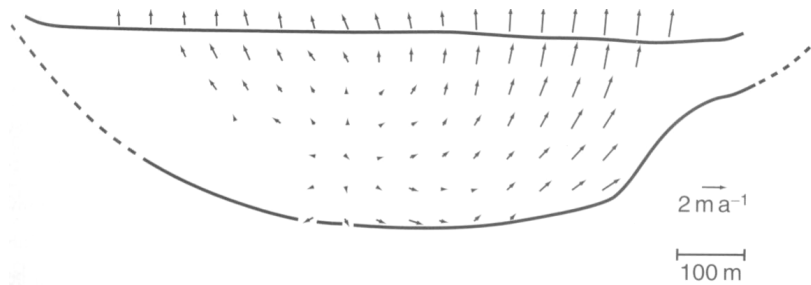


Abbildung 2.22: Das vertikale Geschwindigkeitsfeld des Talgletschers (Hooke 2005).

Nimmt man an, dass w_s über das gesamte Profil konstant ist und die Ablationsrate an der Mittellinie gleich der Emergenzgeschwindigkeit ist, so würde an den Seitenrändern, an denen u_s geringer ist, b_n die Emergenzgeschwindigkeit übertreffen. Das würde bedeuten, die Oberfläche würde sich an den Rändern neigen und in Summe eine konvexe Form ausbilden. Da aber die Talhänge diesen Einfluss auf das Fließen verhindern, entwickelt sich eine Kompression und damit die vertikale Ausdehnung an den Seitenbereichen des Gletschers. Somit erhöht sich die Neigung des Querprofils weiterhin und steigert die vertikale Geschwindigkeit so lange, bis sich die Emergenz der Ablation angleicht (Hooke 2005).

Im Akkumulationsgebiet verläuft dieser Prozess umgekehrt. Die horizontale Geschwindigkeit ist auch hier an den Seitenrändern niedriger. D.h. ist α ungefähr gleich bleibend am Gletscher verteilt, so ist $u_s \cdot \tan \alpha$ am Rande weniger negativ als im Bereich der Mittellinie. Außerdem ist b_n am Rand eher höher, da es zu driftendem Schnee und Lawinen kommt. Das Strömungsfeld entwickelt sich also so, dass w_s am Rand, abwärts gerichtet, eher negativ ist. Das Eis am Rand ist jedoch dünner. Das bedeutet dass das Längsgerichtete Ausdehnen geringer ausfällt und so der Beitrag zu einer negativen vertikalen Geschwindigkeit ebenso geringer ist. Durch den konkaven Charakter des Profils erhält man jedoch eine Erhöhung von w_s . Der Übergang zwischen den zwei Typen von Querprofilen befindet sich etwas unterhalb der Gleichgewichtslinie (w_s ist an jener Stelle null, an der gilt $b_n = u_s \cdot \tan \alpha$). Der genaue Standpunkt wird jedoch von Gletscher zu Gletscher unterschiedlich sein (Hooke 2005).

2.4.6. Kurzfristige Geschwindigkeitsveränderungen

Um die Komplexität des Gletschers und seiner Dynamik zu verstehen bedarf es einer genauen Information der Massenbilanz, Gletschertiefe, der Eistemperatur, der meteorologischen Bedingungen der Oberflächengeschwindigkeit, der Deformationsraten, des Oberflächenneigung und der Höhe (Sunil et al. 2007). Gibt es Veränderungen innerhalb einer Periode, so werden diese meist durch basale Bewegungen, ausgelöst durch die Gletscherhydrologie, verursacht. Das am Gletscher gespeicherte Wasser hat eine Schlüsselfunktion bei Ereignissen des beschleunigten Rutschens (Iken & Bindenschadler 1986). Der Beweis wird hierfür anhand kurzer Perioden des Anhebens der Gletscheroberfläche in Kombination mit einer Zunahme der Geschwindigkeit geliefert. Dabei kann dieses vorübergehende ausweichende Anheben durch zwei Mechanismen erklärt werden (Benn & Evans 2010; Sugiyama & Gudmundsson 2004):

1. Unter Druck stehendes Wasser in lee-seitig gelegenen Öffnungen und Hohlräumen kann den Gletscher aus dem Gletscherbett heben.
2. Eine Verdickung des Gletschers kann als Reaktion auf eine Längenverkürzung geschehen, da der Gletscher sich an die veränderten Widerstandskräfte am Gletscherbett anpasst.

Zur Berechnung dieses Anhebens können Daten aus der Berechnung der Oberflächengeschwindigkeit herangezogen werden (Benn & Evans 2010): Neben dem Wasserdruck hat das basale Abflusssystem einen hohen Einfluss auf die Eisgeschwindigkeit. Wenn ein effizientes subglaziales Abflusssystem existiert, so gibt es schnelle Durchlaufzeiten des unterirdischen Wasserflusses. Damit ist der Einfluss auf das Gletscherbett marginal. Der Übergang von einem verteilten auf ein kanalisiertes Abflusssystem lässt sich während einer Ablationsperiode im Verhalten der Fließgeschwindigkeit erkennen (Anderson et al. 2004). Verschiedene Untersuchungen auf kalten Gletschern konnten einen Zusammenhang zwischen jährlichen Geschwindigkeitsschwankungen und wechselnden hydrologischen Verhältnissen erbringen. Iken und Truffer (1997) zeigen in ihren Untersuchungen am Findelengletscher (Schweiz) die Komplexität dieser Zusammenhänge: In den 80er Jahren gab es dort einen Gletschervorstoß (Benn & Evans 2010). Jährliche Geschwindigkeitszyklen waren gut erkennbar mit einem Maximum am jeweiligen Anfang der Ablationsperiode. In den frühen 1980er Jahren war dieser Gletschervorstoß am größten und damit auch die Geschwindigkeiten, ausgehend von einer höheren Spannung bzw. einem höherem Wasserdruck. Die Geschwindigkeiten überstiegen jene in den darauf folgenden frühen 1990er Jahren, nach Beendigung des Vorstoßes, um einiges. Iken und Truffer (1997) erklären die Ursachen im Zusammenhang mit dem Abwassersystem. Perioden mit schneller Bewegung und einem höheren Ausmaß an verbundenen Abflusskanalsystemen in der frühen Ablationsperiode spielen mit einer höheren Dichte an Kanälen im Spätsommer zusammen. Aufgrund der Komplexität lassen sich die konkreten Einflüsse des Wassers auf das basale Gleiten jedoch nur bedingt verstehen.

Mair et al. (2003) können in ihren Untersuchungen dreier Ereignisse von vermehrtem Wassereinfluss (1998 und 1999) nachweisen, dass ein damit verbundener Geschwindigkeitsanstieg mit einer subglazialen Sedimentbewegung einhergeht. Damit liefern sie einen Beweis der Kopplung von Gletscher und Gletscherbett. Diese nicht-lineare Reaktion der subglazialen Sedimente auf Fluktuationen im Wasserdruck können in komplexe und großmaßstäbliche Fließmuster (Raum und Zeit) übertragen werden. Bei temperierten Gletschern muss es jedoch nicht unbedingt einen signifikanten Einfluss des Schmelzwassers auf Geschwindigkeitsschwankungen geben (Benn & Evans 2010).

Den Einfluss des subglazialen Wasserdruckes auf die basale Geschwindigkeit des Eises versuchten Hanson et al. (1998) in ihren Untersuchungen am Storglaciären (Talglletscher in Schweden) mittels ihres Gleitgesetzes zu bestätigen:

$$u_b = \frac{f(\tau_b)}{g(p_i, p_w)}$$

u_b = basales Gleiten

τ_x = basale Schubspannung

p_i = Eisdruck

p_w = Wasserdruck

Formel 2.14: Gleitgesetz von Hanson et al. (Hanson et al. 1998).

Bereits in den 1970er Jahren gab es Forschungsarbeiten, die zeigten, dass die Geschwindigkeit eines Gletschers durch subglazialen Wasserdruck beeinflusst wird (Hanson et al. 1998; Hodge 1974). Weitere kombinierte Messungen der Geschwindigkeit und des Wasserdruckes am Findelengletscher (Iken & Bindenschadler 1986; Iken & Truffer 1997) und an anderen Gletschern zeigen, dass die Fließgeschwindigkeit auf Schwankungen im Wasserdruck reagiert, wenn diese mindestens 5 Tage andauern. Hanson et al. (1998) versuchten in ihren Untersuchungen am Storglaciären, einen konkreten Zusammenhang zwischen der Oberflächengeschwindigkeit und dem Wasserdruck zu finden. Generell stellten sie fest, dass die Geschwindigkeit bereits vor dem Wasserdruck reagiert. Darauf lässt sich schließen, dass lokale Veränderungen in der Geschwindigkeit durch wechselnde Bedingungen anderenorts am Gletscher verursacht werden. Diese Beobachtung wird durch das Auftreten von Gletscherspalten oberhalb des Untersuchungsgebietes gestärkt. Demnach sind Schwankungen in der Oberflächengeschwindigkeit durch einen Rückgang in den seitlichen Reibkräften bzw. einen Rückgang im Druck von oben bedingt.

Eine weitere Beobachtung zeigt, dass die Geschwindigkeit während der Ablationsperiode permanent abnimmt (Hooke et al. 1983). Dies stimmt mit jener Beobachtung überein, die zeigt, dass ein Wasserinput im Laufe der Saison an Effekt auf den Wasserdruck und in weiterer Folge auf die Geschwindigkeit verliert. Dies ließe sich durch eine erhöhte Abflusskapazität erklären (Hanson et al. 1998; Iken & Truffer 1997; Seaberg et al. 1988). Eine Bestätigung von oben genannter Gleichung konnte jedoch nicht gefunden werden. Zu groß sind die Schwankungen des Zusammenhanges zwischen Wasserdruck und Oberflächengeschwindigkeit.

2.4.7. Geschwindigkeitsveränderungen über mehrere Jahre

Auch jene Talgletscher, die keine Surges vorweisen, können im Laufe mehrerer Jahre erhebliche Veränderungen in ihrer Dynamik erleben. Am offensichtlichsten wird dies in Veränderungen der Massenbilanz, welche einen Vorstoß oder Rückzug eines Gletschers zur Folge haben. Bisher ging man immer der Frage der Veränderung des Gletschers und der Magnitude bzw. der Zeitspanne seiner Reaktion nach (Benn & Evans 2010). Letztere kann übrigens sowohl als jene Zeit definiert sein, die es benötigt um sich auf eine neue, veränderte Massenbilanz einzustellen (Paterson 1994), aber auch als jene Zeit, die der Gletscher benötigt um auf eine Klimaänderung zu reagieren.

2.5. Messung der Gletscherdynamik

Seit den Pionieren der Glaziologie Louis Agassiz (1807 - 1873) und James Forbes (1808 – 1868) wird die Dynamik von Talgletschern untersucht (Benn & Evans 2010). Obwohl die eher kleineren Talgletscher relativ leicht erreichbar sind, gab es bis vor kurzem wenige Daten über die Gletscherbewegung. Nur durch sehr arbeitsintensive Überwachungsmethoden oder teure Luftbildanalysen konnte räumlich und auch zeitlich begrenzte Information über die Dynamik der Talgletscher generiert werden: In den Anfängen der Gletschervermessung, bis in die 1970er Jahre wurde die Gletscherbewegung mittels mechanischer, später mittels elektronischer Theodoliten gemessen. Dazu waren immer fixe Punkte auf der Gletscheroberfläche nötig (Bindenschadler & Scambos 1991; Sunil et al. 2007).

Durch Fernerkundung und GPS werden nun Daten leichter und vor allem billiger generiert. Satellitenbilder die in kurzen Abständen aufgenommen werden können, führen zu einem sehr guten Verständnis der Gletscherbewegung. Dadurch können auch Zusammenhänge mit Veränderungen in Gletscherspalten oder ähnlichen offensichtlichen Bewegungsmustern

erkannt werden (Bindschadler & Scambos 1991). Nunatakr (z.B. die Burgställe am Gebiet der Pasterze) können z.B. als Fixpunkte für einen Vergleich herangezogen werden.

Generell kann die Oberflächengeschwindigkeit durch das Beobachten der Position von gewissen natürlichen Elementen (z.B. Steine) oder Markierungspunkten (z.B. Pegel) auf der Gletscheroberfläche gemessen werden. GNSS als Methode zur Messung von Gletscherbewegung

Die Verwendung von Satellitengestützten Navigationssystemen zur Positionsbestimmung bzw. zur Messung der Gletscherbewegung ist heutzutage Usus. Generell sind weltweit mehrere Satellitengestützte Navigationssysteme parallel am Markt und in Verwendung. Der europäische Einsatz von Satellitengestützten Navigationssystemen, GNSS-1 EGNOS (Global Navigation Satellite Systems) geht auf die frühen 1990er Jahre zurück. Es konnte nur in Verbindung mit dem US-amerikanischen System, dem GPS (Global Positioning System) und dem russischen GLONASS verwendet werden. Heute wird GNSS-2 GALILEO verwendet. Durch die Kombination von GALILEO, EGNOS und GPS/GLONASS kann GNSS einen weltweit verlässlichen und genauen Einsatz gewährleisten (Kaplan & Hegarty 2006). Die Bezeichnung GPS wird vereinfacht stellvertretend für alle Systeme verwendet.

Bei der Messung mit Satellitengestützten Navigationssystemen werden die Laufzeiten zu einer gewissen Anzahl an Satelliten gemessen. Der Satellit sendet eine Nachricht, die die genaue Sendezeit des Signals beinhaltet. Aus der Zeitdifferenz zwischen Sende- und Empfangszeit kann der Empfänger die Signallaufzeit errechnen. Multipliziert man diese mit der Lichtgeschwindigkeit, so erhält man die Distanz zwischen Empfänger und Satelliten – die so genannte Pseudodistanz (Hunziker 2009).

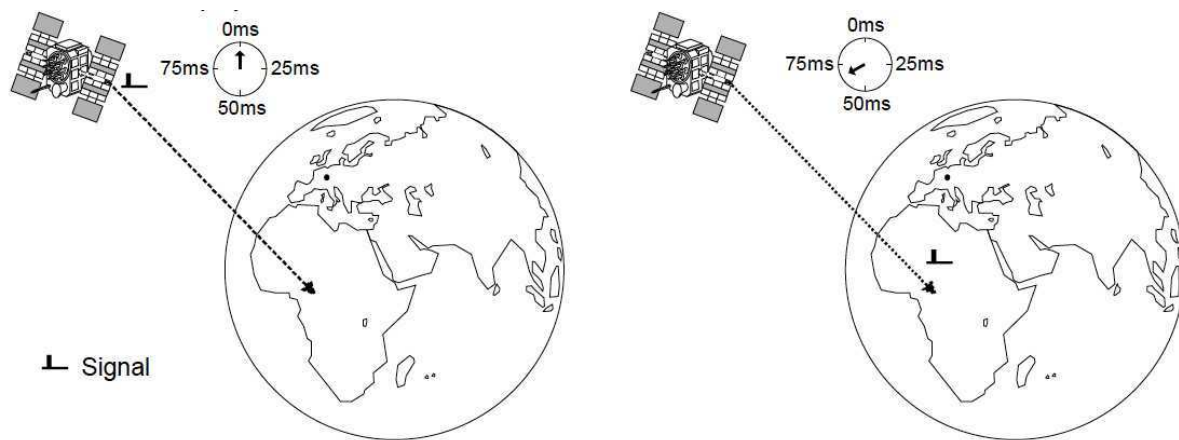


Abbildung 2.23: Bestimmung der Signallaufzeit (www.u-blox.com).

Abbildung 2.23 zeigt das Grundprinzip von Satellitengestützten Navigationssystemen: Das Signal wird beim Satelliten abgesendet: Zeitpunkt $t = 0 \text{ ms}$. Das Signal erreicht den Empfänger: Zeitpunkt $t = 67,3 \text{ ms}$. Die Distanz zum Satelliten errechnet sich durch $d = \delta t \cdot c$ (c = Lichtgeschwindigkeit) (www.u-blox.com).

Für die genaue Bestimmung dreier Koordinaten – Breite, Länge und Höhe; x, y , und z – benötigt man mindestens drei sichtbare Satelliten. Abb...verdeutlicht folgendes: Die mögliche Empfängerposition aus der Einzelmessung liegt auf einer Kugeloberfläche um den Satelliten mit Radius d . Die Kugeln schneiden sich bei drei Satelliten in zwei Punkten. Ein Schnittpunkt ist zu weit von der Erde entfernt. Somit entspricht der zweite Schnittpunkt der Empfängerposition in Raumkoordinaten. Da auch die genaue Position der Satelliten bekannt

sein muss überträgt jeder Satellit kontinuierlich genaueste Informationen über die momentane Umlaufbahn („Ephemeris“) (Hunziker 2009).

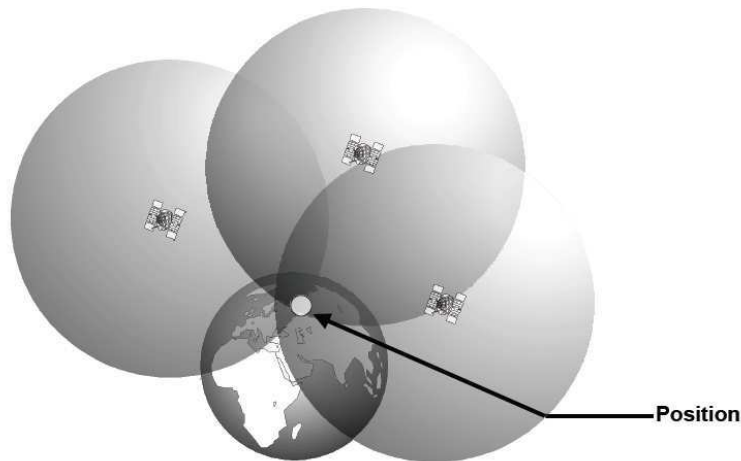


Abbildung 2.24: Schnittpunkte der Satelliten (www.u-blox.com).

2.5.1. Mögliche Fehlerquellen bei der Verwendung von GPS

Mit einem GPS kann man nicht nur die eigene Position bestimmen, sondern auch die genaue Zeit. Gleichzeitig aber funktioniert dies nur, wenn die Uhren aller Satelliten untereinander und die lokale Uhr des Empfängers exakt aufeinander synchronisiert sind. Satelliten arbeiten mit hochpräzisen Atomuhren welche regelmäßig synchronisiert werden. Die Empfänger aber arbeiten meist mit unpräziseren Quarzbasierten Uhren. Eine dadurch verursachte Abweichung in der Zeit kann eine enorme Auswirkung auf die Genauigkeit haben. Als Kompensation für diesen Uhrenfehler ist ein vierter Satellit zur Positionsbestimmung nötig, der eine vierte Gleichung für die zusätzliche Unbekannte, welche durch den Uhrenfehler im System entsteht, liefert. Tatsächlich sind meistens sogar mehr als 4 Satelliten an der Empfängerposition sichtbar. Weitere Satelliten erhöhen die Genauigkeit noch zusätzlich (Hunziker 2009). Die Qualität der Positionsbestimmung ist von der Satellitengeometrie abhängig. Dies ist die, vom Empfänger aus gesehene Stellung der empfangenen Satelliten zueinander im Raum. Kommen z.B. alle Satelliten aus derselben Richtung, so kommt keine Positionsbestimmung zustande bzw. ist diese mit einem viel zu hohen Fehler versehen. Idealerweise sollten also die mindestens vier empfangenen Satelliten aus allen vier Himmelsrichtungen kommen. Viele GPS Empfänger bieten eine Positionsanzeige der Satelliten und ein Maß für die Genauigkeit der Messwerte an. Die DOP-Werte (*dilution of precision – Verschlechterung der Genauigkeit*) geben Auskunft über die Güte der Satellitengeometrie. Je nach verwendeten Daten für die Berechnung unterscheidet man zwischen verschiedenen DOP-Werten (www.kowoma.de):

- GDOP (Geometric Dilution Of Precision); Gesamtgenauigkeit; 3D-Koordinaten und Zeit
- PDOP (Positional Dilution Of Precision) ; Positionsgenauigkeit; 3D-Koordinaten
- HDOP (Horizontal Dilution Of Precision); Horizontalgenauigkeit; 2D-Koordinaten
- VDOP (Vertical Dilution Of Precision); Vertikalgenauigkeit; Höhe
- TDOP (Time Dilution Of Precision); Zeitgenauigkeit; Zeit

Der DOP-Wert vervielfacht die restlichen Fehler. Daher sollte er so niedrig wie möglich sein. Der wichtigste Unterschied zwischen der GPS Vermessung und der terrestrischen

Vermessung ist, dass Sichtverbindung zwischen den zu vermessenden Punkten nicht notwendig ist. Es muss einzig eine Sichtverbindung zwischen den Satelliten und den GPS-Empfängern gegeben sein (Bauer 1994).

Störungen durch die Ionosphäre	± 5 Meter
Schwankungen der Satellitenumlaufbahnen	$\pm 2,5$ Meter
Uhrenfehler der Satelliten	± 2 Meter
Mehrwegeffekt (Multipath)	± 1 Meter
Störungen durch die Troposphäre	$\pm 0,5$ Meter
Rechnungs- und Rundungsfehler (Uhrenungenauigkeit, Relativistische Effekte)	± 1 Meter

Tabelle 2.1: Mögliche Fehlerquellen bei der Vermessung mit GPS (www.u-blox.com).

Die Positionsbestimmung mit GPS ist in Summe einigen Fehlerquellen ausgeliefert. Die Summe dieser potenziellen Fehler sollen hier in Tabelle 2.1 kurz aufgelistet werden. Die Atmosphärischen

Störungen durch die Ionosphäre sind offensichtlich jene mit den größten Werten. In Summe würden die aufgelisteten Fehler auf einen Wert bis zu ± 12 m kommen. Fehler wie die Ionosphäreneffekte, Umlaufbahnen und Uhrenfehler werden größtenteils im Empfänger durch entsprechende Berechnungen kompensiert und korrigiert. Tatsächlich können sich die Fehlerquellen aber auch gegenseitig aufheben. Im Normalfall muss also (nur) mit einem Fehler von $\pm 3 - 5$ m gerechnet werden.

2.5.2. Messung via DGPS

Das DGPS (Differential Global Positioning System) ist eine Methode um die Genauigkeit der Positionsanzeige bzw. die Zeitangaben eines GPS zu verbessern, indem man sich einer oder mehrerer Referenzstationen mit mindestens einem GPS Empfänger an einem bekannten Ort in der Nähe zu Nutze macht. Die Position des Empfängers (Rover) soll bestimmt werden. Wenn mehrere Empfängerstationen in geographischer Nähe liegen, dann sind die beobachteten systematischen Fehler ungefähr gleich groß. Die Position einer Referenzstation dagegen ist genau bekannt. Dadurch lassen sich aus der Abweichung zwischen gemessenen und tatsächlichen Werten Rückschlüsse auf aktuell im System vorhandene Fehler (die u.a. durch Satellitenunruhen, durch die Troposphäre oder Ionosphäre entstehen) ziehen. Mit diesen Informationen (Korrekturdaten) von einer Basisstation kann ein Rover seine Genauigkeit erhöhen. Die erreichbare Genauigkeit ist u. a. vom Abstand zwischen Rover und Basisstation abhängig (www.sat-nav.de). Können diese Korrekturdaten an Empfängerstationen in nächster Nähe weitergegeben werden, so können sie entweder in Echtzeit oder später im Postprocessing in die Positionsberechnung miteinbezogen werden und zu einer höheren Genauigkeit beitragen.

Durch zwei Methoden kann die Referenzstation den aktuellen Positionsfehler bestimmen (Hunziker 2009):

- Durch einen Vergleich zwischen den gemessenen Pseudodistanzen mit den tatsächlichen Entfernungen. Dies kann sehr gut in Echtzeit durch den rover durchgeführt werden. Die erreichbare Genauigkeit liegt im Bereich von 1m.
- Durch die Messung der Trägerphase: Die Phase des empfangenen Satellitensignals wird mit dem internen Referenzsignal der Empfänger gemessen. Die erreichbare Genauigkeit liegt im Bereich von einigen Millimetern. Hier sind komplexe mathematische Berechnungen mit Messdaten über längere Zeiträume nötig. Diese sind normalerweise nicht auf den Empfängern selbst durchführbar. Daher wird hier ein Postprocessing benötigt.

Diese Methode ist für die Anwendung einer Beobachtung von Massenbewegungen im Gelände nötig. Unter Post Processing versteht man eine Datenverarbeitung zur Positionsbestimmung, welche nicht in Echtzeit stattfindet. Die GPS Empfänger bestimmen ihre Position nicht direkt online oder anhand von Korrekturdaten aus einer Referenzstation, die in Echtzeit übermittelt werden. Die gemessenen Daten werden wie Pseudodistanzen gespeichert. Im Nachhinein kann mit einer speziellen Software ein systematischer Fehler in den Messungen kompensiert werden und somit eine genauere Positionsbestimmung generiert werden.

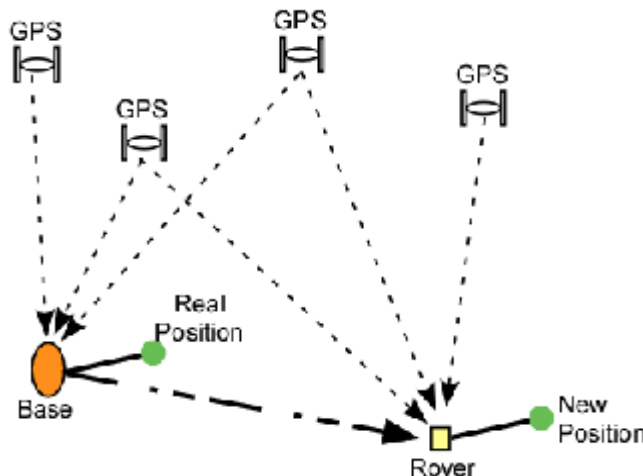


Abbildung 2.25: Das RTK Verfahren
(www.ruggedbits.wordpress.com).

Werden sehr genaue Messungen im Zentimeter bzw. Millimeterbereich benötigt, so wird eine Basisstation in der nächsten Umgebung aufgestellt. Die Abweichungen zwischen den Ergebnissen der Basisstation und dem Rover werden berechnet. Für eine sehr genaue Messung im Zentimeter bis Millimeterbereich wird das sogenannte RTK (Real-Time Kinematic) Verfahren angewendet (Kinematische Systeme

sind nötig um die Position eines bewegenen Objektes zu bestimmen (National Research Council 1995)). Dabei werden die Trägerphasendaten der Referenzstation in Echtzeit genutzt (L1 Trägerphase). Die Basis und der Rover kommunizieren via GSM. Der gemessene Fehler an der statischen Basisstation wird verwendet um die Rover Position zu korrigieren (www.ruggedbits.wordpress.com).

Mit den genauesten GPS Geräten kann bei der Messung der Gletscherbewegung eine Genauigkeit von einigen Zentimetern erzielt werden. Auf konventionelle Weise wird heutzutage die Gletscherbewegung beim Messen von Ablationspegeln in regelmäßigen Abständen erfasst. Dabei werden x, y und z Koordinaten über eine oder mehrere Perioden gemessen. Durch die Verwendung von Differential Global Positioning System (DGPS) wurde diese Messung zwar um einiges erleichtert, die Feldarbeit bleibt jedoch schwierig in Gebieten mit einer hohen Anzahl von Gletscherspalten (Pellikka & Rees 2010a).



Abbildung 2.26 gibt einen Überblick über Sensoren und Methoden des Gletschermonitorings. DGPS und Steinreihen eignen sich als terrestrische Methode des Monitorings der Gletscherbewegung und -dynamik.

Abbildung 2.26: Der Hufeisenbruch vom Akkumulationsgebiet aus gesehen (Foto: Weyss, 2010).

3. Das Untersuchungsgebiet

3.1. Allgemeine Daten zur Pasterze

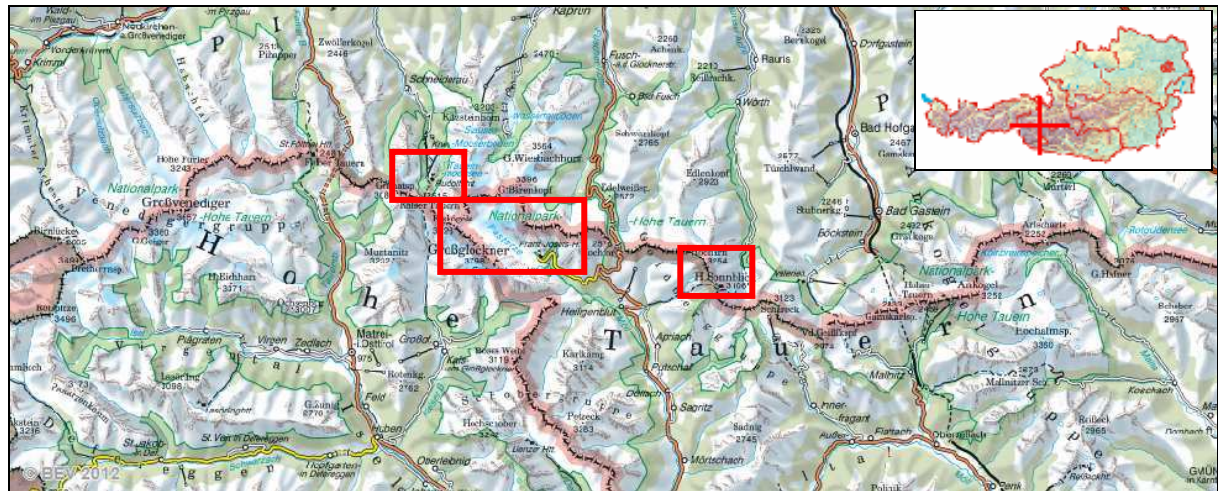


Abbildung 3.1: Lage des Untersuchungsgebietes (roter Rahmen groß) im Verhältnis zu Rudolfshütte und Hoher Sonnblick (www.amap.at).

Die Pasterze ist der längste Gletscher Österreichs. Sie liegt in der Glocknergruppe in den Hohen Tauern und befindet sich direkt im Dreiländereck Kärnten, Salzburg und Osttirol. Im Osten grenzt die Glocknergruppe an die Goldberggruppe und im Westen an die Granatspitzgruppe. Im Norden wird sie vom Salzachtal bzw. im Süden vom Leitertal und vom Bergertal-Ködnitztal umrahmt. Die Pasterze gilt als Idealtyp eines alpinen Talgletschers. Sie erstreckt sich auf einer Fläche von ca. 17,1km². Die Gletscherzunge hat eine Länge von ~5km und ist der längste Talgletscher in den Ostalpen (Schöner et al. 2009). Der Gletscher erstreckt sich über einen Höhenbereich von knapp 2.100m bis zum höchsten Punkt auf über 3.500m. Die hoch gelegene Firmulde der Pasterze, welche als Nährgebiet fungiert, wird vom Johannisberg (3463m) in zwei Teilmulden geteilt, in den Schneewinkel im Süden und den Riffwinkel im Norden. Das Nährgebiet wird durch einen markanten Gletscherbruch von der Gletscherzunge getrennt. Dieser so genannte Hufeisenbruch weist eine Höhendifferenz von 400m und eine Neigung rund 30° auf und liegt zwischen den Felsen des Mittleren und dem Kleinen Burgstall (Bachmann 1978).

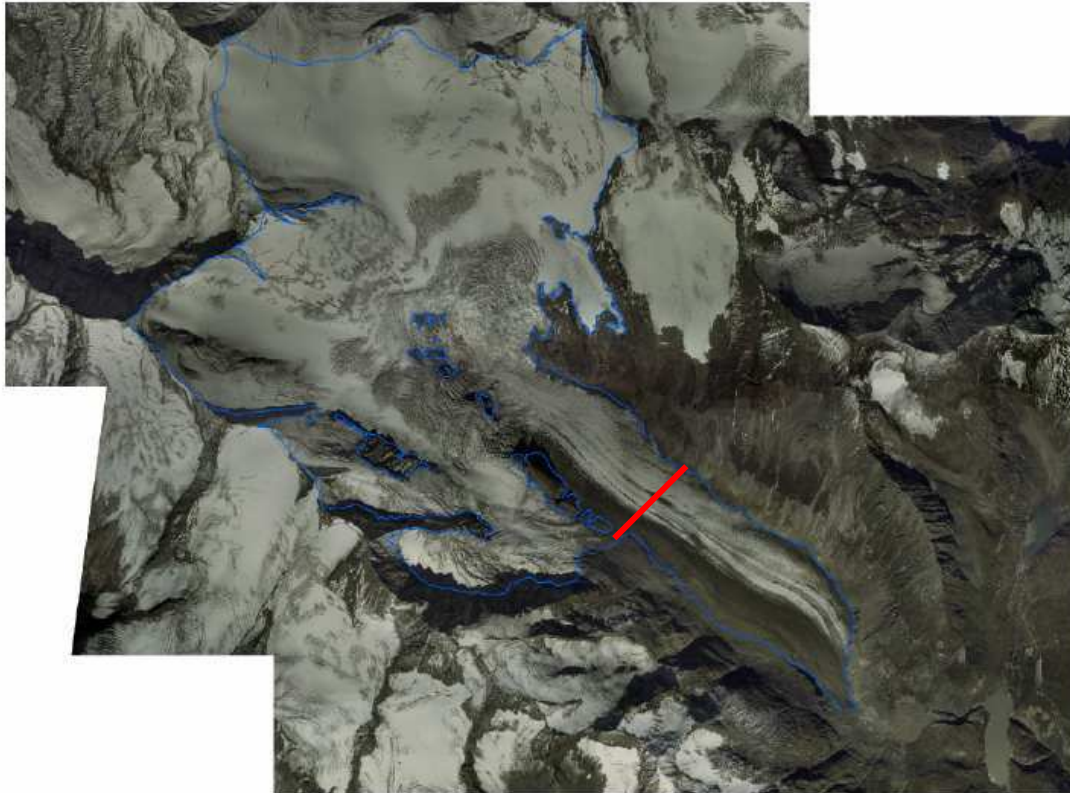


Abbildung 3.2: Die Pasterze in blauer Umrandung. (Orthofoto 2003).

(Die rote Linie kennzeichnet den Verlauf der Seelandlinie.)

Abbildung 3.2 zeigt die Pasterze in blauer Umrandung. Die Gletscherzunge weist eine Neigung von ca. 4 - 7° auf. Abbildung 3.3 zeigt das Längsprofil der Pasterze. Der orographisch rechte Bereich der Gletscherzunge ist mit einer 5cm bis 20cm dicken Schuttschicht bedeckt (Schöner et al. 2008), welche aus der Nordwestflanke des Großglockners stammt. Durch die reduzierte Abschmelzung im Schuttbedeckten Bereich ist hier die Gletscherzunge wesentlich höher und reicht weiter hinab als der blanke schuttfreie Zungenbereich. Das Schmelzwasser der Pasterze gelangt in den Magaritzenstausee und entwässert in den Norden Richtung Moserboden. Das Restwasser fließt über die Möll in die Drau. Ein kleiner oberer Teil der zusammenhängenden Gletscherfläche entwässert direkt Richtung Norden über die Salzach. Dieser Teil wird nicht mehr zur Pasterze gezählt.

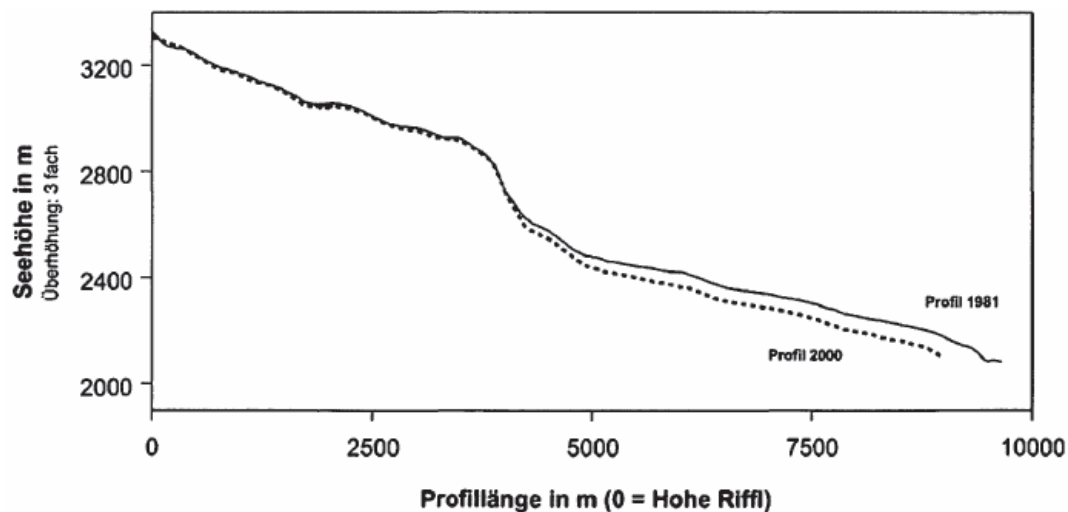


Abbildung 3.3: Das Längsprofil der Pasterze (Gspurning 2004).

Jährliche Längenmessungen der Pasterze gibt es seit 1880 (Bachmann 1978). Seit dem letzten Gletscherhochstand von 1850 ist die Pasterze rückläufig: In rund 150 Jahren hat die Pasterze einen Flächenschwund von 30% und einen Volumenschwund von ca. 49% erlebt (Gspurning 2004;Krobath 2003). Heute sieht man im eisfreien Raum sehr genau die Moränenwälle aus der Zeit dieses letzten Gletscherhochstandes der kleinen Eiszeit. Abbildung 3.3 zeigt das Längsprofil der Pasterze aus dem Jahr 2004. Tabelle 3.1 zeigt die Längen-, Flächen und Volumensänderungen der Pasterze seit dem letzten Gletscherhochstand. Abbildung 3.4 zeigt ein Querprofil im Bereich der Seelandlinie mit dem Gletscherhöhenchwund seit 1850 (Sulzer & Lieb 2009).

Jahr	1852	1924	1969	1985	2002
Länge	11,4km	10,3km	9,5km	9,0km	8,4km
Fläche	26,5km ²	22,6km ²	19,8km ²	18,9 km ²	18,5 km ²
Vol.	3,5 km ³	2,9 km ³	2,2 km ³	2,0 km ³	1,8 km ³

Tabelle 3.1: Längen-, Flächen und Volumensänderungen der Pasterze (Lieb & Slupetzky 2004).

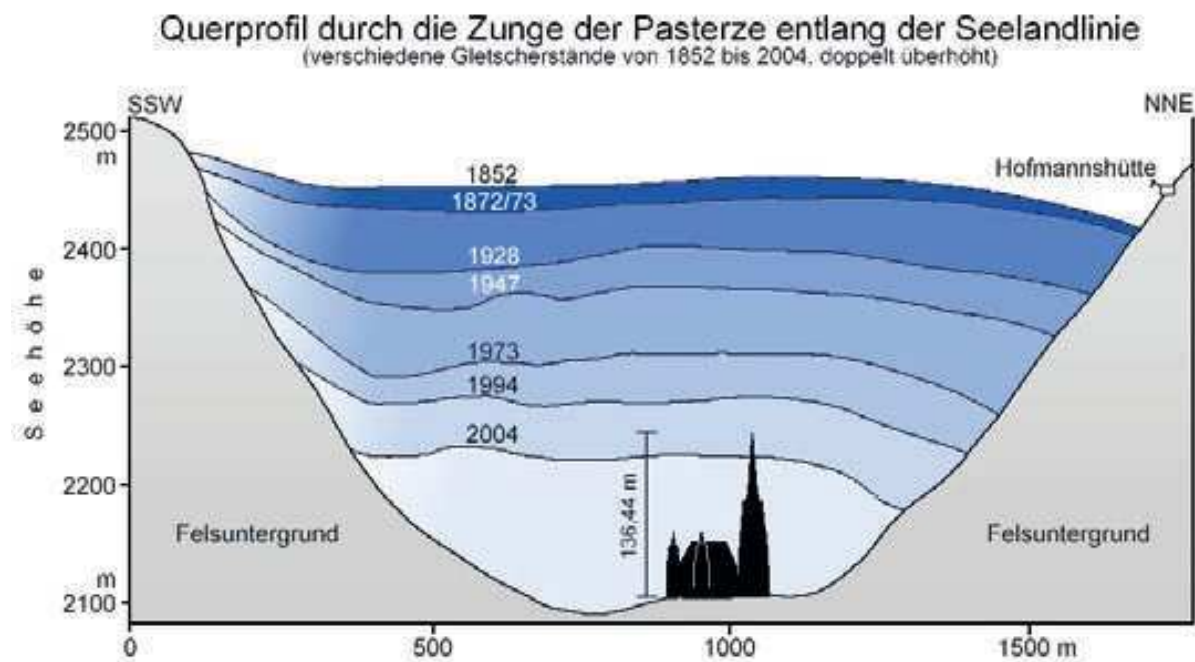


Abbildung 3.4: Der Gletscherhöhenchwund seit dem Hochstand um 1850 (Sulzer & Lieb 2009).

3.2. Witterungsverlauf im Untersuchungszeitraum

Anhand der gemessenen Daten des 16km östlich liegenden Sonnblickobservatoriums bzw. der Rudolfshütte soll das Klima auf der Pasterze beschrieben werden (siehe Tabelle 3.2).

	Sonnblick Observatorium	Rudolfshütte
Seehöhe	3.105m (Die Höhe entspricht etwa dem mittleren Bereich des Ablationsgebietes)	2.315m (Die Höhe entspricht etwa dem unteren Zungenbereich.)
Geographische Länge	12° 57'	12° 37'
Geographische Breite	47° 3'	47° 8'

Tabelle 3.2: Geographischer Vergleich des Sonnblick Observatoriums und der Rudolfshütte.

Die Darstellungen der Monatsmittel der Temperatur bzw. der Monatssummen von Temperatur und Niederschlag sollen einen Überblick über die Witterung der Messperiode geben. Sie werden jeweils mit der Klimanormalperiode von 1961-1990 verglichen. Dies geschieht um Anomalien bzw. Singularitäten im Messjahr zu identifizieren und besser interpretieren zu können. Abbildung 3.5 zeigt die monatlichen Durchschnittstemperaturen bzw. die Abweichungen zur Klimanormalperiode 1961-90 für die Stationen Sonnblick (3105m) und Rudolfshütte (2315m). Die Lufttemperatur am Hohen Sonnblick lag im Haushaltsjahr 2009/2010 um 0,5°C über dem 30-jährigen Mittel 1961-90. Überdurchschnittlich warm war der November 2009 und der Frühling und Sommer 2010, wobei der Juli 2010 am Sonnblick 3°C wärmer war als die Klimanormalperiode. Die höchsten Niederschlagssummen im Messjahr 2009/2010 gab es gegen Ende des Haushaltsjahres. Die Niederschläge am Gipfel des Hohen Sonnblicks erzielten im März und Juni die höchsten Werte, auf der Rojacherhütte dagegen erst im August. Der Hohe Sonnblick zählt mit einem jährlichen mittleren Niederschlag von 2.630 mm zu den niederschlagreichsten Gebieten der Alpen (siehe Abbildung 3.6). Dies ist zum einen durch die orographische Niederschlagszunahme und zum anderen durch die Lage an der Wetterscheide des Alpenhauptkamms begründet (Schöner et al. 2010).

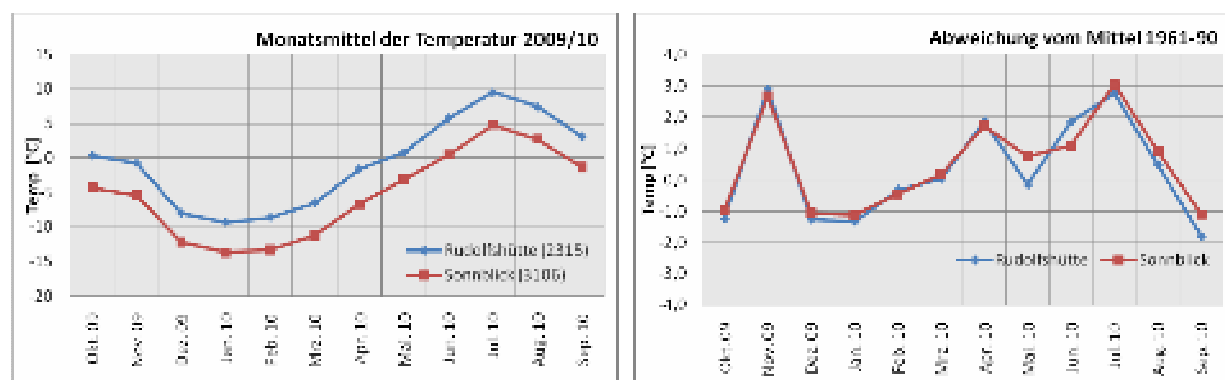


Abbildung 3.5: Monatsmittel der Temperatur im Untersuchungsjahr 2009/2010 der Hochgebirgsstationen Sonnblick (3106m) und Rudolfshütte (2315m); Abweichungen dieser Mittel vom langjährigen Mittel 1961-90 (Schöner et al. 2010).

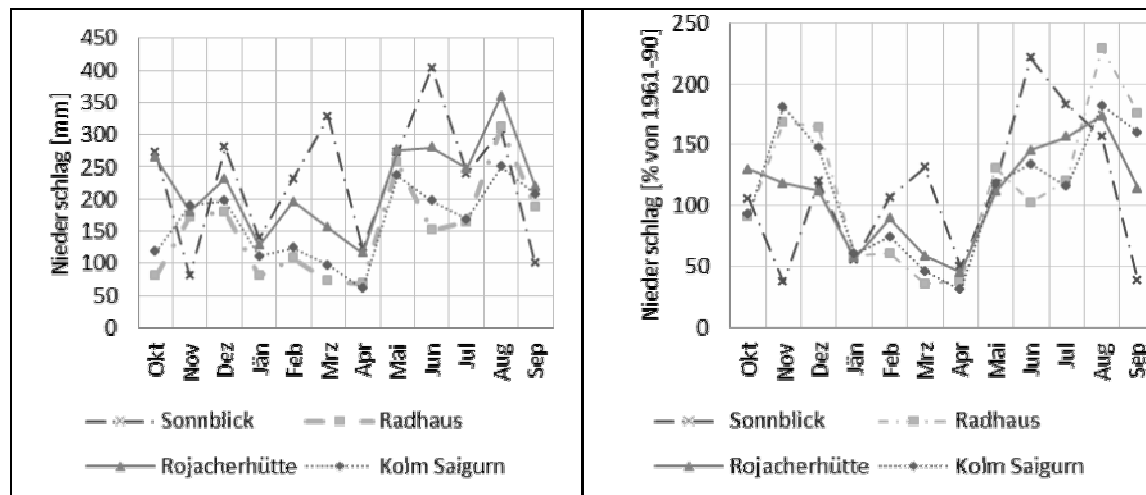


Abbildung 3.6: Monatswerte des Niederschlages im Bereich Goldbergkees und Abweichungen vom Mittel (1961-90) (Schöner et al. 2010).

3.3. Forschung im Ablationsbereich der Pasterze

Die Pasterze ist ein besonders gut erforschter Gletscher. Ein Auszug dieser Forschung mit Bezug zum Thema der vorliegenden Arbeit soll im folgenden Kapitel dargestellt werden.

3.3.1. Allgemeines

Neben den aktuell laufenden Projekten, die sich mit Fragen der Klimaänderung, der Abschmelzung oder der Massenbilanz beschäftigen gibt es im Besonderen außerordentlich lange Datenreihen aus Standardmessungen, die bereits seit 1879 jährlich durchgeführt werden. Die einfachsten und ältesten, von Seeland begonnenen Messungen betreffen die Längenänderung des Gletschers, wofür eine seit 1879 nur in 3 Jahren unterbrochene Datenreihe zur Verfügung steht. Die Messung der Höhenänderung der Gletscheroberfläche geht auf Viktor Paschinger zurück, der 1928 mit der Seelandlinie das erste Messprofil installierte. So wie die meisten anderen der in den Folgejahren eingerichteten Profile ist sie nach wie vor in Gebrauch. Versuche, die Bewegung an der Gletscheroberfläche zu messen, reichen bis ins Jahr 1882 zurück, als Seeland entlang eines Querprofils 20 Holzpflöcke einschlagen ließ (Sulzer & Lieb 2009; www.unigraz.at).

Gangl et al. (1973) versuchten den Eisvolumensverlust der Pasterze seit dem Hochstand 1850 bis zum Jahr 1970 zu schätzen. Eine systematische Befliegung der österreichischen Gletscher zum 1. Gletscherinventar fand im Jahr 1969 statt. Im Rahmen des Österreichischen Programms der Internationalen Hydrologischen Dekade wurde die Gletscherabnahme in diesem Zeitraum 1969 mit $1,24 \times 10^9 \text{ m}^3$ geschätzt. Seismische Eisdickenmessungen am oberen Pasterzenboden ergaben 1973 eine Volumenschätzung von $1,216 \times 10^9 \text{ m}^3$ Eis. D.h. Laut diesen Berechnungen ist in diesen 120 Jahren ein höheres Volumen abgeschmolzen als der Eisstand 1969 betrug. Zuo und Oerlemans (1997) schätzen anhand ihrer Massenbilanz-Reaktions-Experimente die Reaktionszeit des Gletschervolumens der Pasterze auf Klimatische Schwankungen auf ca. 34-50 Jahre.

3.3.2. Massenhaushaltsmessungen

Mit den 1970er Jahren begann man auf der Pasterze das Gletscherverhalten anhand von Massenhaushaltsmessungen mit den klimatischen Bedingungen, gemessen am nahe liegenden Sonnblickobservatorium, in Beziehung zu setzen (Gangl et al. 1973; Hoinkes 1970; Skoda 1970) in: (Gangl et al. 1973). Im Zeitraum von 1980 bis 1997 wurde der Massenhaushalt der Pasterze von der Tauernkraft Abteilung Hydrologie (jetzt VERBUND – Austrian Hydropower AG) gemessen. Diese Messungen wurden von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) in Wien im Rahmen des Projektes „Zukunftsprognose Pasterze“ im Sommer 2004 wieder aufgenommen. Seit dem Haushaltsjahr 2004/2005 wird nun im Auftrag der Verbund Austria Hydropower AG (AHP), der Abteilung Hydrographie des Landes Kärnten und der Großglockner Hochalpenstraßen AG (GROHAG) von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik eine vollständige Massenbilanz der Pasterze nach der Direkten Glaziologischen Methode anhand von Ablationspegeln (siehe Abb...), Schneetiefensondierungen und Schneeprofilen erstellt. Dabei wird die Massenänderung des Gletschers im hydrologischen Jahr vom 1.10. des Vorjahres bis zum 30.9. des Folgejahres (fixed date system) berechnet. Neben den Massenhaushaltsmessungen liegen morphologische Studien wie z.T. sehr lange Beobachtungsreihen über die Lage des Zungenendes, der Höhenänderung der Oberfläche der Zunge, stichprobenartige Messungen der Höhenänderung im Firngebiet entlang von Profilen, Akkumulationsmessungen im Firngebiet, Aufnahmen der Gletscheroberfläche, seismische Messungen der Eisdicke sowie geodätische Auswertungen der Fließgeschwindigkeit des Eises an definierten Querprofilen der Gletscherzunge vor.

Die Massenbilanzkarte in Abbildung 3.7 zeigt die räumliche Verteilung der Massenbilanz. Der Neuschnee bis zum 30.9.2009 wird dem vorhergehenden Haushaltsjahr 2008/2009 zugeordnet, der Herbstschnee nach dem 1.10.2010 wird dem darauf folgenden Haushaltsjahr 2010/2011 zugezählt (Schöner et al. 2010).

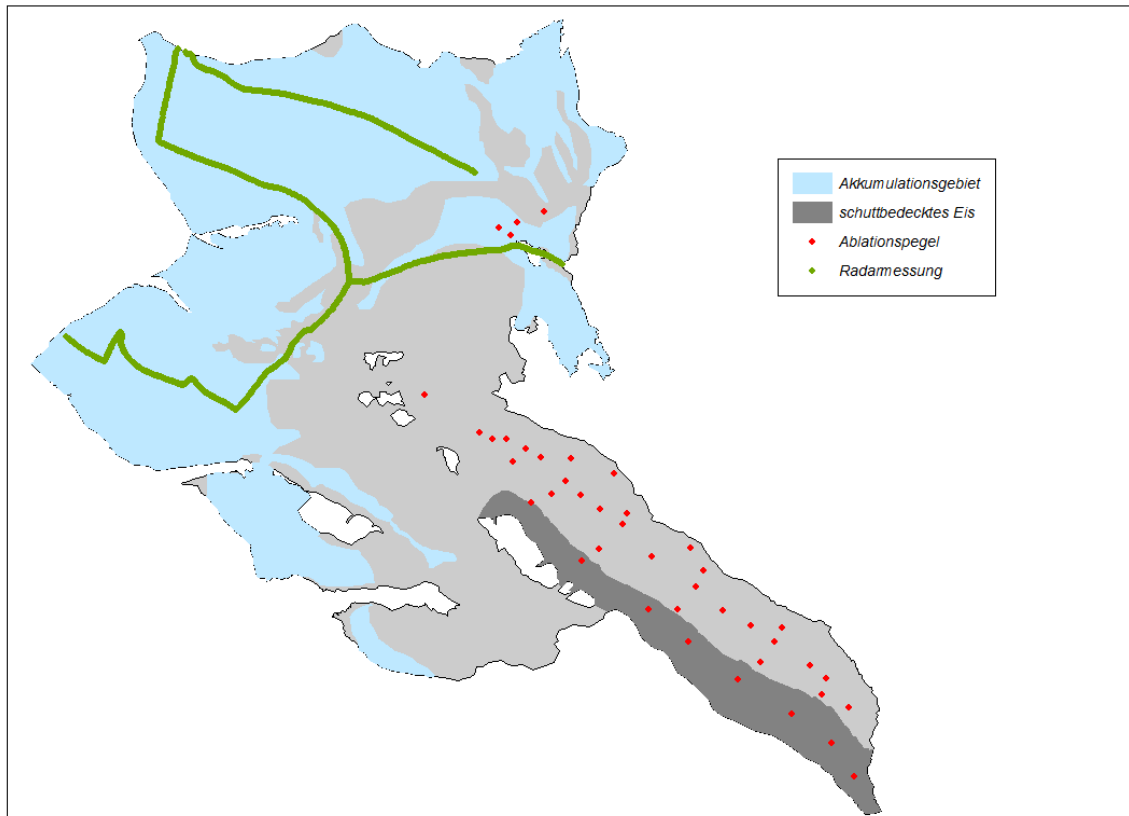


Abbildung 3.7: Aktueller Stand der Ablationspegel-Messpunkte für den Massenhaushalt 2009/2010 (Schöner et al. 2010).

(Die dargestellte Grenze Altschnee zu Firn/Eis wurde aus Fotos von September 2010 geschätzt.)

In unten stehender Abbildung wird die Höhenverteilung der mittleren spezifischen Massenbilanz des Haushaltsjahres 2009/2010 (links) gezeigt. Die rechte Seite der Abbildung 3.8 zeigt einen interpolierten Bereich des Massenverlustes (rote Punkte) bzw. des Massengewinnes (blaue Punkte). Die Gleichgewichtslinie (ELA) ist in der linken Grafik durch einen kleinen roten Kreis markiert. Sie wird üblicherweise graphisch als Höhe des Nullpunktes der spezifischen Massenbilanz b , ermittelt. Basis dieser Berechnungen bildet das digitale Geländemodell des österreichischen Gletscherkatasters von Kuhn (1998).

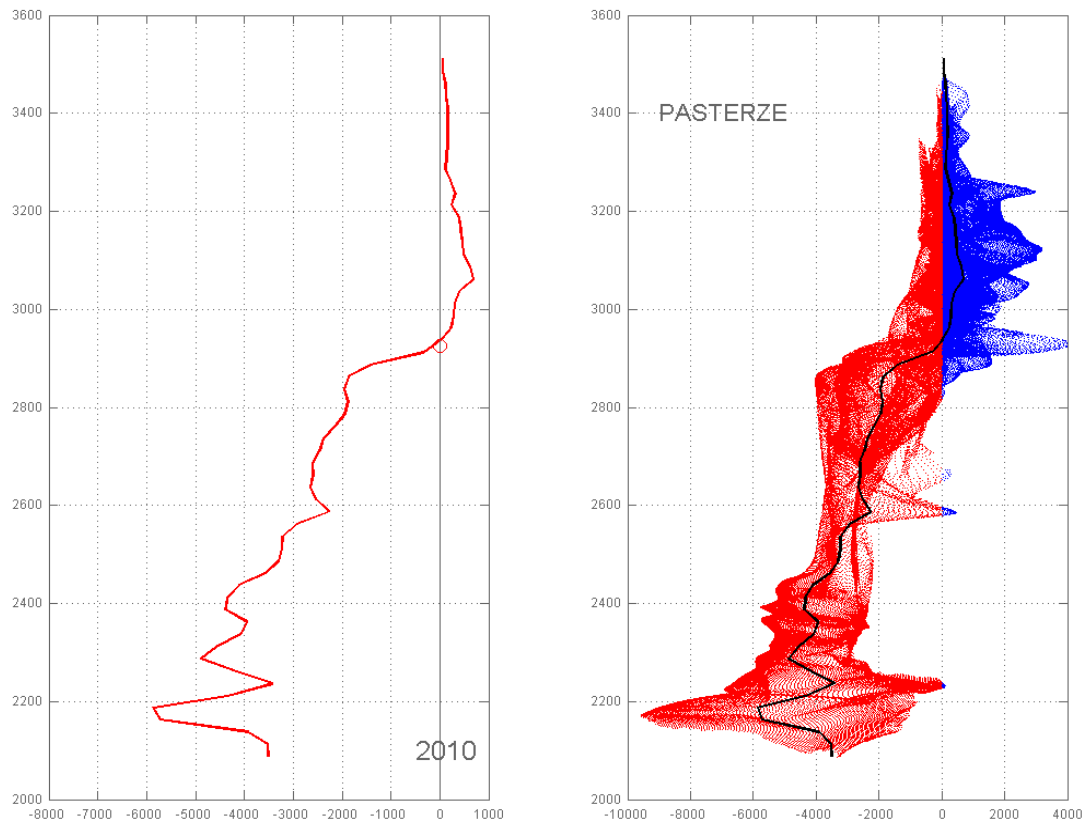


Abbildung 3.8: Höhenverteilung der mittleren spezifischen Massenbilanz des Haushaltsjahres 2009/10 (links) sowie mit gesamten Interpolationspunkten (rechts) (Schöner et al. 2010).

(Rote Punkte bedeuten Massenverlust, blaue Punkte Massengewinn. An der Stelle, an der die mittlere spezifische Massenbilanz die Nulllinie schneidet, wird die Höhe der Gleichgewichtslinie (ELA) angenommen. Diese ist in der linken Grafik durch einen kleinen roten Kreis markiert.)

Tabelle 3.3 zeigt die Ergebnisse der Massenbilanz für das Haushaltsjahr 2009/2010. Für die Fläche und die Gesamtbilanz gilt: $S = S_c + S_a$; $B = B_c + B_a$; Für die spezifische Bilanz gilt: $b = B/S$; $b_c = B_c/S$; $b_a = B_a/S$. In Abbildung 3.9 wird das Ergebnis der Massenbilanz des Haushaltsjahres 2009/2010, berechnet durch die direkte glaziologische Methode, im Rahmen des Projektes „Zukunftsprognose Pasterze“ dargestellt.

		2005	2006	2007	2008	2009	2010
S (area 2003)	km ²	17.7	17.7	17.7	17.7	17.7	17.7
Sc (accumulation area)	km ²	10.6	8.3	8.6	2.9	8.0	7.7
Sa (ablation area)	km ²	7.1	9.4	9.1	14.8	9.7	10
Sc/S (AAR)		0.6	0.5	0.5	0.2	0.6	0.4
Sc/Sa		1.5	0.5	0.9	0.2	1.2	0.8
ELA (equilibrium line altitude)	m	2920	3000	3025	>3600	2960	2925
B (total net mass balance)	10 ⁶ kg	-15925	-21813	-23991	-25170	-19835	-18904
Bc (total net accumulation)	10 ⁶ kg	5466	2690	2701	914	5699	4880
Ba (total net ablation)	10 ⁶ kg	-21391	-24503	-26693	-26693	-25534	-23785
b (mean specific mass balance)	mm WE	-899	-1232	-1355	-1421	-1120	-1067
bc (mean specific accumulation)	mm WE	309	152	153	52	322	276
ba (mean specific ablation)	mm WE	-1208	-1384	-1507	-1473	-1442	-1343

Tabelle 3.3: Ergebnisse der Massenbilanz für das Haushaltsjahr 2009/10 (Schöner et al. 2010).

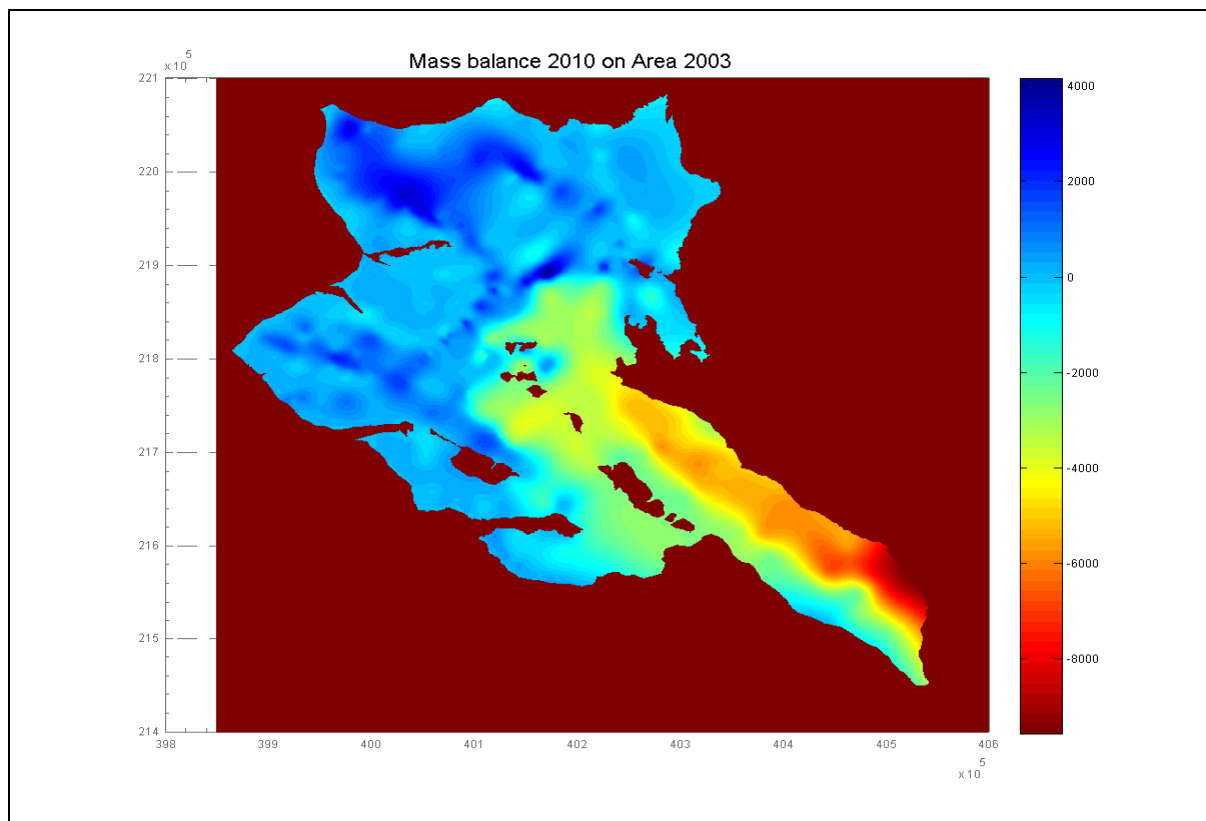


Abbildung 3.9: Die Resultate der Massenbilanzmessungen 2009/2010 der ZAMG im Projekt „Zukunftsprognose Pasterze“ (Schöner et al. 2010).

3.3.3. Messungen der Fließgeschwindigkeit

Die ersten Untersuchungen der Fließgeschwindigkeit an der Pasterze wurden von den Brüdern Schlagintweit im Jahre 1848 durchgeführt. Hier wird für den Bereich der heutigen Seelandlinie eine jährliche Fließgeschwindigkeit von 90m angeführt (Gangl et al. 1973).

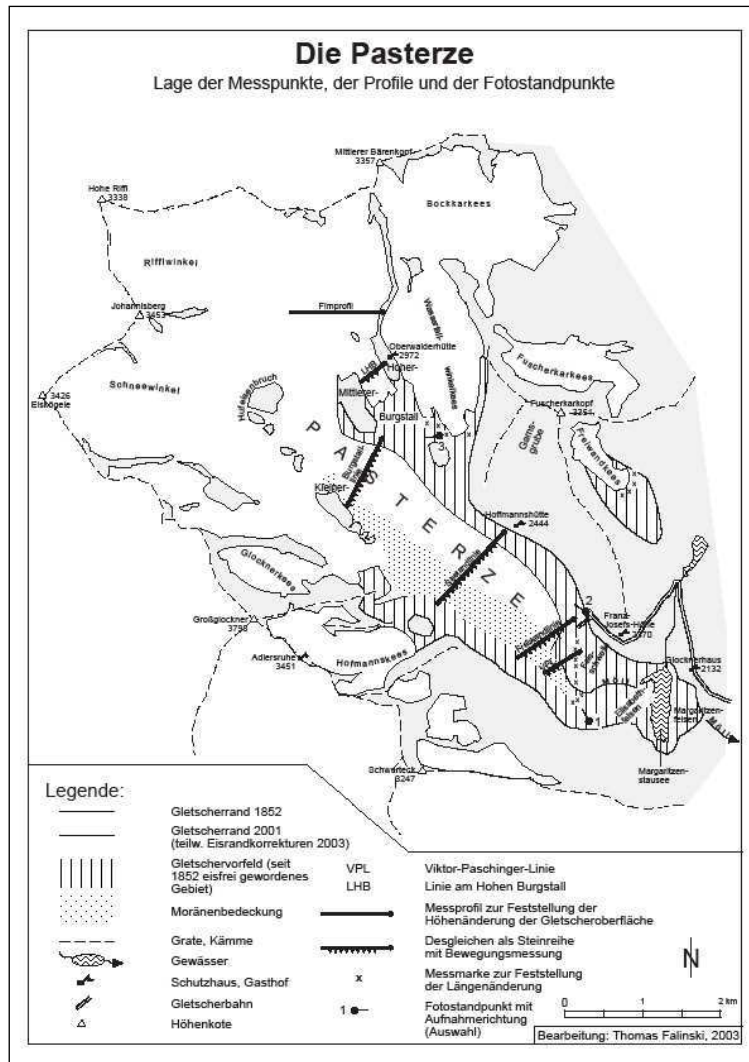


Abbildung 3.10: Steinreihen Messpunkte der Uni Graz (www.unigraz.at).

Neben photogrammetrischen Aufnahmen und Messungen mittels einer Gletscheruhr (Eine Gletscheruhr ermittelt die Stundengeschwindigkeit des Gletschers (Siehe dazu in Abbildung 3.11 die Gletscheruhr beim Elisabethfelsen im Glocknergebiet und Tabelle 2.1 mit den errechneten Stundengeschwindigkeiten vom 19. auf den 20. August 1938. Dabei zeigen sich gewisse direkte Abhängigkeiten von der gerade vorherrschenden Temperatur (Findenegg 1939)). werden teilweise seit dem Jahr 1882 bzw. 1903 Geschwindigkeitsmessungen mit Hilfe einer Steinlinie durchgeführt. Seit dem Jahr 1928 liegen geschlossene Datenreihen dieser Steinlinienmessungen vor. Diese Methode zur Feststellung der Gletschergeschwindigkeit erfolgt,

indem man eine Steinlinie als Fixpunkte quer über die Zunge legt. Auf dieser Linie werden in gewissen Abständen nummerierte, tellergroße Steinplatten aufgelegt. Aus deren Entfernung von ihrer ursprünglichen Lage, berechnet pro Jahr mittels Maßband, wird durch Einmessen mit Theodoliten die jährliche Geschwindigkeit errechnet. Die Jahreswege erreichen ihr Maximum in der Gletschermitte. Daher ist es sinnvoll, neben dem Mittelwert aus allen Steinen eines Profils auch den jeweils höchsten Jahresweg anzugeben (www.unigraz.at).

Gleichzeitig wird eine Beobachtung des Einsinkens der Eisoberfläche ermöglicht. Dabei werden mittels Theodoliten Punkte an der Oberfläche ein gemessen und deren absolute Höhen festgehalten. Wiederholt man dies im darauffolgenden Jahr, so erhält man die Veränderung der Gletschermächtigkeit (UniGraz 18. August 2012).



Zeit	14–15	15–17	17–19	19–6	6–8	8–11 Uhr
Bewegung	24	14	11	10	12	20 mm

Abbildung 3.11: Die Gletscheruhr beim Elisabethfelsen im Glocknergebiet (Aufnahme um 1920-1935) (www.bildarchivaustria.at).

Tabelle 3.4: Ergebnisse der Messungen der Gletscheruhr vom 19. bis 20. August 1938 (Findenegg 1939).

An 4 Zungenprofilen werden die Steinreihenmessungen an der Pasterze durchgeführt: die oberste Linie liegt am Hohen Burgstall, die nächste liegt zwischen Mittlerem und Kleinem Burgstall (Burgstalllinie), die mittlere liegt auf Höhe der Hoffmannshütte (Seelandlinie) und die unterste lag ursprünglich unter dem Franz-Josefs-Haus (Sattellinie) (siehe Abbildung 3.10). Während bei den beiden anderen Linien die Messungen erst in den 30er Jahren des 20. Jahrhunderts begonnen haben, liegen an der Seelandlinie auf 2.294m schon seit dem Jahr 1882/1883 Geschwindigkeitsmessungen in Form von Steinreihen vor (siehe Abbildung 3.12) (Gangl et al. 1973; Paschinger 1951). Laut dieser Abbildung ergeben sich vor allem zwei markante Zeitpunkte in der Entwicklung der Horizontalen Geschwindigkeit an der Pasterze: Einerseits erreicht die Fließgeschwindigkeit Anfang der 1920er Jahre (ca. 1923) hin einen Höhepunkt mit Werten von bis zu 60m/Jahr. Andererseits nimmt die Fließgeschwindigkeit danach relativ rapide ab und erreicht einen Tiefpunkt in der Mitte der 1950er Jahre mit Werten von ca. 25m/Jahr. Mit einer linearen Regressionsrechnung wurde von Gangl ein Trend berechnet, der eine durchschnittliche Geschwindigkeitsabnahme von ca. 30 cm/Jahr (1882 – 1973) zeigt (Gangl et al. 1973). Die Zeitreihe wurde jeweils aus mehreren Steinen errechnet.

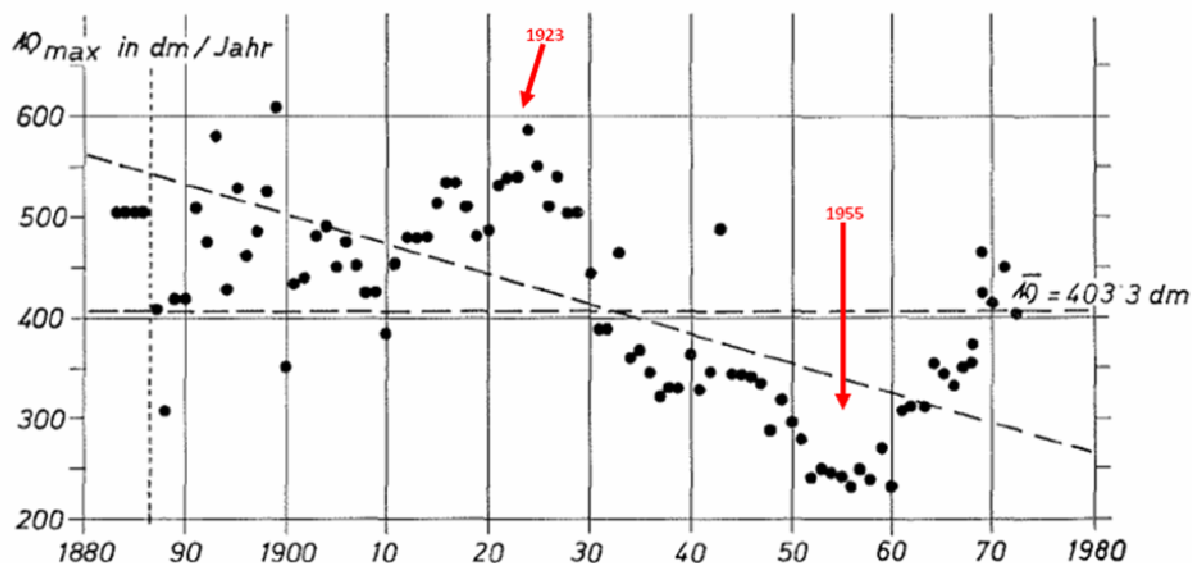


Abbildung 3.12: Die Zeitreihe der Maximalen Fließgeschwindigkeit an der Seelandlinie (1882 – 1973). (Gangl et al. 1973).

Im Jahr 1939 ergaben die Aufzeichnungen der Jahre 1927 bis 1938 an der Seelandlinie und an der Burgstalllinie folgendes Bild (siehe Tabelle 3.5) Tabelle 3.5: Die Bewegung der Pasterze zwischen 1927 und 1938 an der Seelandlinie (Findenegg 1939).

Seelandlinie.

Entf. v. r. Ufer	97	103	295	395	555	634	754	839	921	1023	1106	1204	1302 m
1927/28	2,5	11,7	30,1	—	43,9	48,7	48,4	48,6	47,5	44,0	41,0	34,1	22,7 „
1934/36	1,3	5,1	17,8	25,6	34,8	34,5	34,4	34,7	34,1	33,7	29,3	25,7	18,4 „
1936/38	1,2	—	16,1	21,9	27,8	31,5	31,3	31,9	31,0	30,6	—	23,8	—
Abnahme	0,1	—	1,7	3,7	(7,0)	β,0	3,1	2,8	3,1	3,1	—	1,9	—

Tabelle 3.5: Die Bewegung der Pasterze zwischen 1927 und 1938 an der Seelandlinie (Findenegg 1939).

Im Laufe dieser 11 Jahre nahm nicht nur die maximale Fließgeschwindigkeit ab. Die Tabelle zeigt, dass die zurückgelegte Strecke aller Steine an der Seelandlinie relativ schnell abgenommen hat. Zur Gletschermitte hin ergeben sich erwartungsgemäß die höchsten Fließgeschwindigkeiten (siehe rote Markierung).

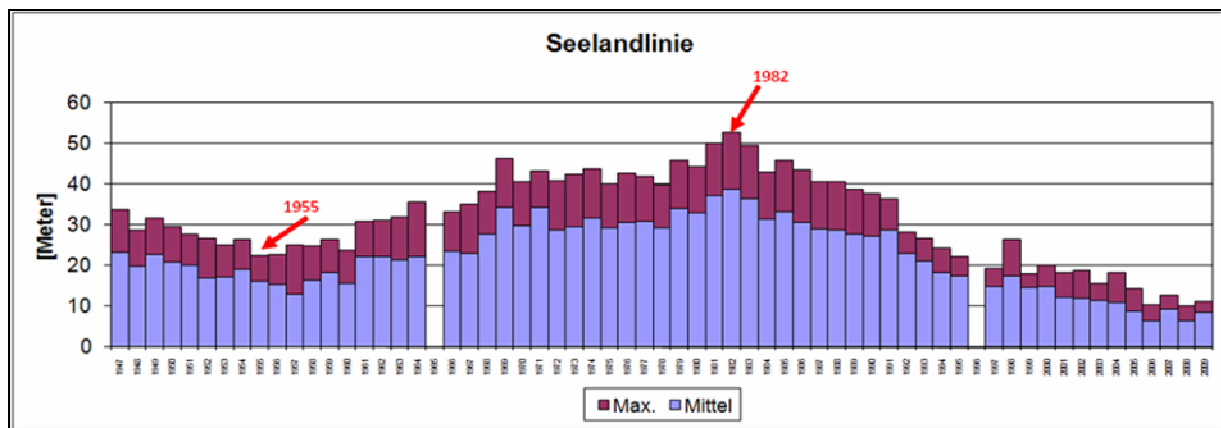


Abbildung 3.13: Der mittlere und maximale Jahresweg der Steine an der Seelandlinie (1947-2009) (www.unigraz.at).

(eigene Bearbeitung)

Abbildung 3.13 oben stellt die beobachteten mittleren und maximalen Jahreswege der Steine an der Seelandlinie im Zeitraum 1947 bis 2009 dar. Sowohl im mittleren, als auch im maximalen Verlauf zeigen sich zwei markante Zeitpunkte: 1955 erreichen die Jahreswege ihren ersten Tiefpunkt mit knapp über 20m/Jahr als Maximum. Nach einem kontinuierlichen Anstieg der Geschwindigkeit ergibt sich 1982 der höchste Wert mit einem maximalen Jahresweg von über 50m/Jahr.

Sulzer und Lieb (2009) vergleichen den Witterungsverlauf mit der Oberflächengeschwindigkeit. Sie erkennen insofern eine gewisse Abhängigkeit, als sich ungünstige Ablationsbedingungen für den Gletscher, zumindest verzögert, als Phasen abnehmender Bewegung erweisen. So etwa lagen die maximalen Jahreswege an der Burgstalllinie 1981 bei 75m, in den 1950er Jahren hingegen nur bei 40m. Tabelle 3.6 und Tabelle 3.8 zeigen die Mittelwerte bzw. Maximalwerte der gemessenen Jahreswege an den 4 Steinlinien von 2002 bis 2009. Tabelle 3.7 zeigt die mittleren Jahreswege der Jahre 2008/2009 bzw. 2009/2010.

Eine generelle Problematik bei den Steinreihenmessungen liegt darin, dass eine Großzahl der nummerierten Steine im Laufe der Zeit verloren geht. Sie können in den Gletscherspalten oder unter dem Eis verschwinden oder sie werden von Wanderern entfernt.

Profillinie	Mittel 2002/2003	Mittel 2003/2004	Mittel 2004/2005	Mittel 2005/2006	Mittel 2006/2007	Mittel 2007/2008	Mittel 2008/2009
Freiwandlinie	4,3 m (4 Steine)	3,4 m (4 Steine)	2,6 m (2 Steine)	3,8 m (1 Stein)	3,9 m (2 Steine)	2,2 m (2 Steine)	1,0 m (1 Stein)
Seelandlinie	11,4 m (4 Steine)	10,9 m (8 Steine)	8,6 m (9 Steine)	6,2 m (9 Steine)	9,1 m (7 Steine)	8,4 m (8 Steine)	6,4 m (7 Steine)
Burgstalllinie	23,9 m (2 Steine)	23,1 m (8 Steine)	20,7 m (7 Steine)	18,4 m (8 Steine)	22,3 m (3 Steine)	18,3 m (5 Steine)	15,9 m (8 Steine)
Linie am Hohen Burgstall	Schnee- bedeckt	1,7 m (3 Steine)	2,0 m (3 Steine)	1,8m (3 Steine)	Schnee- bedeckt	1,7 m (3 Steine)	Keine Messung*

Tabelle 3.6: Jahreswege an den Steinlinien, Mittelwerte 2002 – 2009 (www.unigraz.at).

b) Fließbewegung

DATUM	PROFILLINIE	MITTLERER JAHRESWEG (m)		ÄNDERUNG
2010		2008/09	2009/10	2009/10
22.09.	Freiwand	1,0	5,3	4,3
22.09.	Seeland	6,4	6,4	0
22.09.	Burgstall	15,9	15,1	-0,8
21.09.	Hoher Burgstall	-	-	-

Vermutlich falscher Wert;
richtiger Wert 2008/2009 8,4m

Tabelle 3.7: Jahreswege an den Steinlinien, Maximalwerte 2010 (www.alpenverein.at).

Profillinie	Max. 2002/2003	Max. 2003/2004	Max. 2004/2005	Max. 2005/2006	Max. 2006/2007	Max. 2007/2008	Max. 2008/2009
Freiwandlinie	6,4 m (Stein 4)	6,7 m (Stein 4)	3,4 m (Stein 5)	3,8 m (Stein 5)	4,6 m (Stein 4)	3,4 m (Stein 5)	1,0 m (Stein 6)
Seelandlinie	15,4 m (Stein 6)	18,1 m (Stein 8)	14,2 m (Stein 9)	10,3 m (Stein 8)	12,7 m (Stein 9)	10,0 m (Stein 9)	11,0 m (Stein 9)
Burgstalllinie	33,8 m (Stein 5)	30,1 m (Stein 5)	25,3 m (Stein 4)	24,2 m (Stein 5)	22,8 m (Stein 5)	22,2 m (Stein 5)	20,7 m (Stein 5)
Linie am Hohen Burgstall	Schnee- bedeckt	2,2 m (Stein 2)	2,3 m (Stein 2)	2,3 m (Stein 2)	Schnee- bedeckt	2,4 m (Stein 2)	Keine Messung*

Tabelle 3.8: Jahreswege an den Steinlinien, Maximalwerte 2002 – 2009 (www.unigraz.at).

*Durch fortschreitende Abtragung des Felsfeilers, worauf sich der Fixpunkt befindet, war dieser bei den gegebenen Verhältnissen (Schneelage) nicht mehr erreichbar, weshalb die Messung der Linie unterbleiben musste.

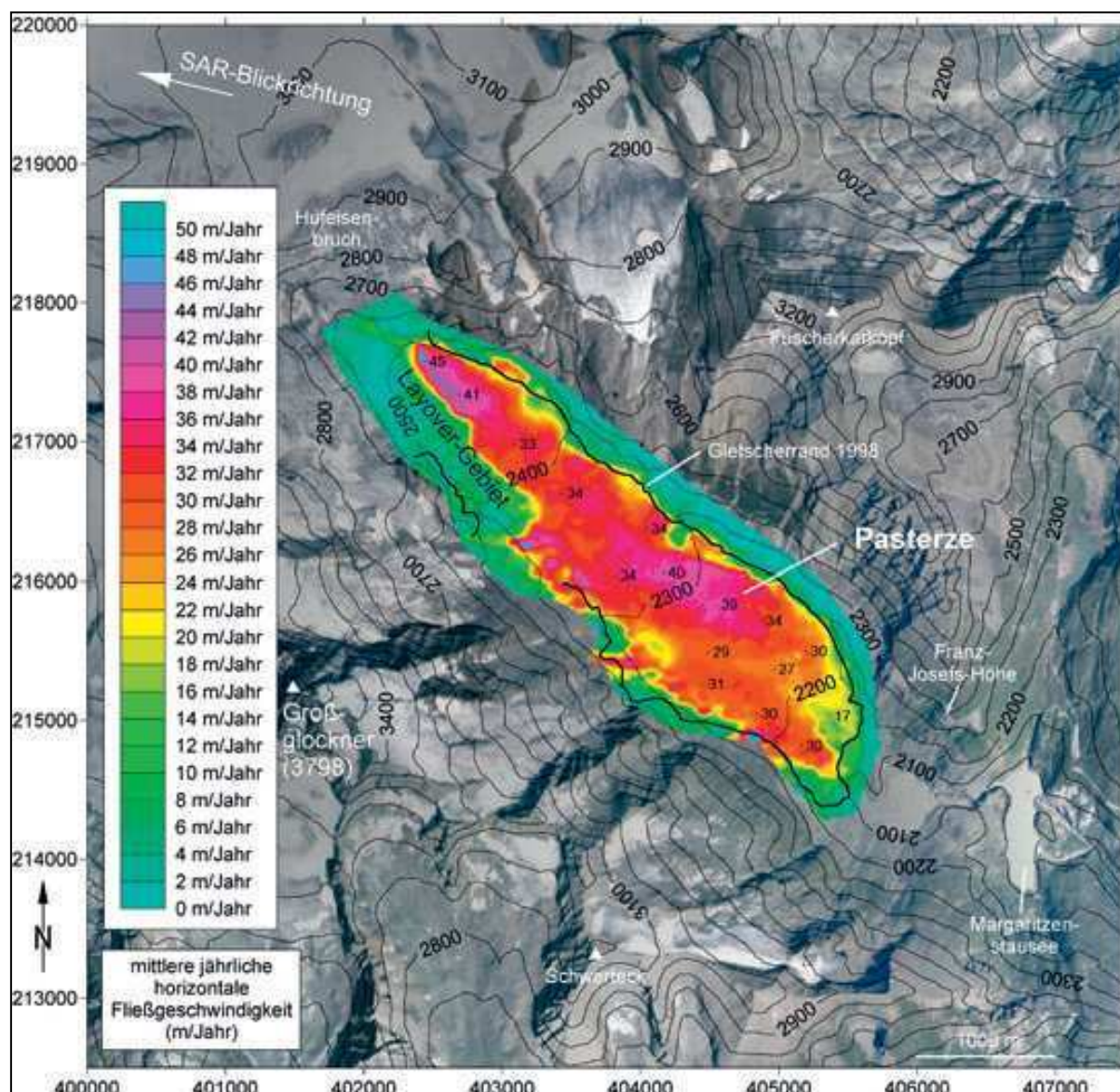


Abbildung 3.14: Die berechnete mittlere horizontale Jahresfließgeschwindigkeit der Pasterze abgeleitet aus dem eintägigen ERS-1/2 Interferogramm für den Zeitraum 20.8.1995–21.8.1995 (Kaufmann et al., in: (Sulzer & Lieb 2009)).

Anhand eines Interferogrammes (Bewegungsbild) welches für den Zeitraum 20.8.1995–21.8.1995 durchgeführt wurde (Abbildung 3.14) konnte unter der Annahme von oberflächenparallelem Fließen und einer über das Jahr gleich bleibenden Fließgeschwindigkeit eine maximale jährliche Fließgeschwindigkeit der Gletscherzunge der Pasterze von 20-30m für das Jahr 1995 abgeschätzt werden. Dabei wurde eine geschätzte mittlere Ablation von 2cm/Tag abgezogen (Sulzer & Lieb 2009). Gleichzeitig mit der Fließgeschwindigkeit wird durch die Steinreihen das Einsinken des Gletschers gemessen. Für die gesamte Gletscherzunge errechnet die Uni Graz bei ihren Messungen im Haushaltsjahr 2009 einen Einsinkbetrag von 4,0m als Mittel aus 18 Punkten (3 an der Freiwand-, 7 an der Seeland- und 8 an der Burgstalllinie). Der Betrag im Haushaltsjahr zuvor war genau derselbe. Nimmt man eine Fläche von 4 km² an so entspricht dies einem errechneten Volumen von 16,0 Millionen m³ Eis (14,4 Millionen m³ Wasser) (Lieb 2009).

Gangl et al. (1973) haben die Fließgeschwindigkeit und den Gletscherabfluss mit der Sommertemperatur an der Zunge der Pasterze in Relation gesetzt. Sie sind zu folgendem

Ergebnis gekommen: Ein Sommer mit hohen (niedrigen) Temperaturindexwerten bedeutet noch im gleichen Jahr einen starken (geringen) Massenverlust durch Abschmelzen. Durch die „Erschöpfung“ (Anreicherung) des Eisvorrates im Nährgebiet der Pasterze nimmt nach einigen Jahren die Fließgeschwindigkeit im Zungenbereich ab (zu). Dieser verminderte (erhöhte) Massentransport vermindert (steigert) aus Kontinuitätsgründen das Gesamtvolumen an Eis an der Zunge der Pasterze.

Neben den, vom Österreichischen Alpenverein in Auftrag gegebenen Standardmessungen finden von der Uni Graz seit 2003 auch Messungen mit Laserscanning und DGPS statt. Avian et al. (2007) setzten DGPS Messungen an der Pasterze ein um u.a. die exakte Position der Gletscherumrahmung zu erfassen. Seit dem Beginn des Projektes „*Zukunftsprognose Pasterze*“ werden von der ZAMG parallel zum Ablesen der Ablationspegel Lagebestimmungen mit dem DGPS vorgenommen. Die Auswertung dieser DGPS Daten ist ein Teil der vorliegenden Diplomarbeit.

4. Methodik

In diesem Kapitel soll die methodische und chronologische Vorgehensweise bei der Datenerfassung und der Analyse erläutert werden. Im Weiteren wird auf die Datengrundlage und deren Bearbeitung eingegangen.

4.1. Hintergrund

Bei vorliegender Diplomarbeit handelt es sich um eine Kombination einer wissenschaftlich theoretischen Auseinandersetzung mit dem Thema der Dynamik eines alpinen Talgletschers und empirischer Datenerhebung. Für den praktischen Teil der Diplomarbeit wurden im Vorhinein Feldarbeiten auf der Pasterze im Sommer 2010 absolviert. Weiters wurde einerseits auf bereits bestehende und teilweise ausgewertete Daten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) zurückgegriffen. Zum Zweiten wurden von der ZAMG bereits gesammelte Daten erstmals auf systematische Weise unter Bezugnahme der Fragestellung der Diplomarbeit ausgewertet.

4.2. Inhalt und Vorgehensweise bei den Feldarbeiten

4.2.1. Ablationsmessungen

Seit dem Beginn des Projektes „*Zukunftsprognose Pasterze*“ wurden insgesamt ca. 45 Ablationspegel an der Gletscherzunge (Eis, schuttbedeckter Bereich) eingegebohrt. Im Rahmen der Feldarbeiten im Zeitraum vom 15. Juli bis zum 15. Oktober 2010 wurden diese Ablationspegel in regelmäßigen Abständen aufgesucht. Dabei wurde der Ausaperungsgrad einer möglichst großen Anzahl an Pegelstangen via Maßband gemessen und händisch in einem Feldbuch notiert. Gemessen wurde von der Obergrenze der Pegelstange bis zur Gletscheroberfläche. Wenn nötig wurden die Ablationspegel neu eingebohrt. Dabei wurden 6 x 1,5m Kunststoff Pegelstangen mittels eines „Heucke Ice Drill“ Dampfbohrgerätes in das Eis gebohrt. Bei Bedarf wurde mit dem Dampfbohrer ein neues Loch an der alten Stelle oder so nahe wie möglich in das Eis gebohrt. Dabei konnte es aus folgenden Gründen zu Schwierigkeiten beim Ablesen kommen: Die Pegelstange war bereits vor dem Besuch ausgeapert (ein Schätzwert wird angenommen); Die Pegelstange ist ausgeapert und in eine Gletscherspalte gefallen bzw. sie befindet sich nicht mehr im Gletscherbereich (ein

Schätzwert wird angenommen); Die Erreichbarkeit war nicht gegeben aufgrund unüberwindbarer Gletscherspalten. In weiterer Folge wurden die im Feldbuch notierten Daten auf Richtigkeit überprüft und in ein Excel file zur Bearbeitung übertragen.



Foto 2 und Foto 3: Mit dem „Heucke Ice Drill“ – Dampfbohrgerät werden die Ablationspegel 9m tief in das Eis gebohrt (links); Gletscherspalten verändern sich im Laufe der Ablationsperiode und können die Erreichbarkeit einzelner Ablationspegel erschweren (rechts) (Fotos: Weyss 2010).



Foto 4: Durch die hohe Anzahl der Gletscherspalten im oberen Bereich (hier im Bereich hinter dem Kleinen Burgstall) sind die Ablationspegel teilweise sehr schwer zu erreichen (Foto: Weyss 2010).

4.2.2. Messung der Fließgeschwindigkeit

Zur Berechnung der Fließgeschwindigkeit war es nötig an den Standorten der Ablationspegel Differential GPS Messungen vorzunehmen. Mit einem Leica GPS 1200 RTK System wurde eine genaue Positionsbestimmung mit einem GDOP von <5 und einer Messgenauigkeit von $\pm 5\text{cm}$ vollzogen. Diese Genauigkeit wird anhand einer Real Time Correction erhalten, die auf einem Korrektursignal von APOS (Austrian Positioning Service) basiert, gewährleistet. Konnten Pegelpositionen in Einzelfällen nicht bestimmt werden, so konnten Probleme mit der

Satellitenerreichbarkeit die Ursache sein. Die gespeicherten Koordinaten wurden auf einen Rechner übertragen und für eine Interpretation aufbereitet. Anhand dieser DGPS Daten kann für jeden einzelnen Ablationspegel ein dreidimensionaler (x, y, z) Fließvektor errechnet werden.

Im Rahmen des Monitoringprogrammes der Pasterze und in den Vorbereitungen für die Beantwortung der Fragestellungen der Diplomarbeit wurde eine Erweiterung der Feldarbeiten versucht: Die Gletscherbewegung weist aber, wie bereits in Kapitel 2.4.6 erwähnt, nicht nur jahreszeitliche Variationen, sondern tägliche bzw. subtägliche Variationen auf. Um diese hochfrequenten Schwankungen beobachten zu können sind hochauflösende Beobachtungen notwendig. So wurde auf der Pasterze, im Juli 2010 mit einem Messversuch einer Interpretation der Oberflächenstruktur und -dynamik begonnen. Dabei wurden kostengünstige Single Frequenz (ublox) GPS Logger an zwei Stellen mit maximaler Fließgeschwindigkeit fixiert. Die Position dieser zwei Standorte wurde auf Basis der Ergebnisse von Seismikmessungen zur Eisdickenbestimmung, durchgeführt von der ZAMG im August 2009, bestimmt. Um quasi kontinuierliche Daten über die Gletscherbewegung zu erhalten wurde eine Samplingrate von 10 Sekunden gewählt. Die gewonnenen GPS Koordinaten wurden bei jedem Besuch abgelesen und am Notebook gespeichert. Für eine maximale Genauigkeit und Relevanz einer Interpretation der subtäglichen Fließvariation wurden die Daten einem Post-Processing unterzogen. Im Zuge einer Kooperation mit der Technischen Universität (TU) Wien und im Rahmen einer Diplomarbeit der TU Wien („Ableitung subtäglicher Variationen der Gletscherfließgeschwindigkeit aus kontinuierlichen GPS Einfrequenzmessungen“) sollen tägliche und subtägliche Variationen der Fließgeschwindigkeit nachgewiesen werden. Eine Abschätzung, ab welchen Bewegungsraten der Einsatz solcher GPS-Geräte eine Untersuchung täglicher und subtäglicher Variationen erlaubt ist ebenfalls geplant. Die Periode Juli 2010 – Oktober 2010 gilt für dieses Projekt als Testlauf. Erste Ergebnisse werden im Kapitel 5 gezeigt.



Foto 5 und Foto 6: Kostengünstige Single Frequenz GPS Logger werden an zwei Positionen montiert (links); Die Arbeit mit dem Leica GPS 1200 RTK (rechts) (Fotos: Weyss, 2010).

Tabelle 4.1: Feldarbeiten Pasterze 2010 soll eine Übersicht über die für die Diplomarbeit geleisteten Feldarbeiten inkl. Erklärung liefern:


Art des Arbeitsschrittes der Feldarbeiten	Verwendetes Gerät	Zeitpunkt / Frequenz	Ziel des Arbeitsschrittes	Anmerkung
Ablationspegel: - Ablesen - Kontrolle - händischer Eintrag - wenn nötig erneutes Einbohren des Pegels (9m: 6x1,5m Stangen)	- Kunststoff-Ablationspegel - Maßband - Heucke „Ice Drill“ Dampfbohrgerät	In regelmäßigen Abständen: -täglich zw. 15. und 20.07.2010 -22.07.2010 -31.07. und 01.08.2010 -12.08.2010 -14. und 15.10.2010	Massenhaushaltsmessung Messung der Ablation über den Verlauf der jeweiligen Periode	45 Ablationspegel gleichmäßig verteilt im Zungenbereich teilweise Erreichbarkeit schwierig (Gletscherspalten)
DGPS: - Ablesen - Kontrolle - Abspeichern in Gerät	Leica GPS 1200 RTK (Produktdetails*) 	In regelmäßigen Abständen: -täglich zw. 15. und 20.07.2010 -22.07.2010 -31.07. und 01.08.2010 -12.08.2010 14. und 15.10.2010	Berechnung der Eisdynamik (Emergenz / Submergenz) – in Kombination mit Messung der Ablationspegel Jährliche Variation der Gletscherfließgeschwindigkeit	Messung am jeweiligen Pegelstandort; gleichzeitig mit Ablesen Ablationspegel
GPS Logger: - Montage 2 GPS Stationen im Bereich mit maximaler Eismächtigkeit - Kontrolle - Abspeichern auf Notebook	kostengünstige Single Frequenz GPS Logger Pro Station: - 1 ublox Einfrequenzempfänger - 1 einfache Patchantenne - Stromversorgung - 1 Datalogger - Temperaturmessgerät	Montage: Juli 2010 Kontinuierliches Messen Kontrolle & Speichern: Bei Gelegenheit	Kontinuierliche Messungen der Fließgeschwindigkeit Neue Erkenntnisse: Tägliche Subtägliche Variation der Gletscherfließgeschwindigkeit	Erste Teilergebnisse werden in Diplomarbeit „Eisdynamik Pasterze“ vorgestellt

Tabelle 4.1: Feldarbeiten Pasterze 2010.

* Herausragende GNSS (Global Navigation Satellite System) und RTK-Technologie:

Präzise Messung mit allen Typen von RTK- und GIS-Rovern möglich; gibt RTK- und DGPS-Daten zur Übertragung von der Referenzstation über Funk oder Telefon aus; auch eine Verteilung von einem Kontrollzentrum über Funk, Telefon oder Internet ist möglich. Es werden RTCM-Format, die leica-eigenen Formate Leica und Leica 4G (mit GPS L5, Glonass und Galileo), CMR und CMR+ unterstützt. Die Empfänger können zwei unterschiedliche Formate gleichzeitig auf zwei verschiedene Frequenzen oder zwei unterschiedliche Medien (z.B. Funk und Telefon) übertragen. Die Zeitschlitz-Funktion für Funkanwendungen wird unterstützt. unkorrelierte Daten von höchster Qualität bei allen Bedingungen. Einfache und sichere Datenverwaltung. Sie ist ideal für alle Referenzstationen.

- Akquisition aller verfügbaren Satelliten innerhalb von Sekunden
 - Exzellentes Signal-Rausch-Verhältnis
 - Zuverlässiger Empfang bei niedrigen Elevationen
 - Unterdrückung von Mehrwegeeffekten (Phase und Code)
 - Messungen von höchster Qualität bis zu 20 Hz Aktualisierungsrate
 - Absolut zuverlässig und robust
 - Niedriger Stromverbrauch
- (www.leica-geosystems.com)

4.3. Datengrundlage

4.3.1. Externe Daten

Als wichtige Ausgangsdaten für die Arbeit gelten jene Daten, welche von der ZAMG im Rahmen des Projektes „*Zukunftsprognose Pasterze*“ generiert wurden. Im konkreten sind dies folgende Daten:

- Messungen der Ablationspegel: 2005 – 2009
- DGPS Messungen: 2005 – 2009

Ergebnisse der Steinreihen der Uni Graz (1903 – 2010) wurden auf der Homepage des Institutes für Geographie und Raumforschung der Uni Graz (www.unigraz.at) bzw. dem Gletscherbericht 2009/2010 des Österreichischen Alpenvereines entnommen. Die Ergebnisse der kontinuierlichen Fließgeschwindigkeitsmessungen werden an der TU Wien im Rahmen der Kooperation mit der ZAMG ausgewertet. Auf die Ergebnisse der Diplomarbeit von Herrn Stefan Weger/TU Wien „Ableitung subtäglicher Variationen der Gletscherfließgeschwindigkeit aus kontinuierlichen GPS Einfrequenzmessungen“ (bisheriger Status) wird kurz in der Diskussion eingegangen.

4.3.2. Eigene Daten

Als eigene Daten gelten jene Daten, welche in den Feldarbeiten in der Periode zwischen 15. Juli und 15. Oktober 2010 erhoben wurden:

- Messungen der Ablationspegel 2010
- DGPS Messungen 2010

4.3.3. Datenaufbereitung

Die Daten der Ablationsmessungen wurden in ein Excel File übertragen. Dieses diente als Grundlage für die Berechnungen der Jahresablation der jeweiligen Pegelpositionen. Wenn ein Pegel ausgeapert war, bzw. neu gebohrt werden musste, so wurde dies vermerkt und in den Berechnungen berücksichtigt. Die Ablationsdaten sind Grundlage zur Berechnung der Gletscherdynamik.

Die im Leica GPS 1200 RTK DGPS Daten wurden am Computer gespeichert und in ein Excel File übertragen. Weiters wurden die Daten chronologisch und nach Pegelnummer sortiert. Bereits im Feld war es ersichtlich, wenn der GDOP >5 war, d.h. zu hoch war. In diesem Fall wurde im Feld bereits eine zweite Messung vorgenommen.

4.4. Analyse der Daten

Oben genannte Daten wurden zur Analyse und späteren Interpretation herangezogen. Folgender (chronologischer) Arbeitsablauf wurde dafür vorgesehen:

- Aufbereitung der Ablationsmessungen 2005 - 2010
- Bearbeitung und Auswertung der DGPS Messungen der Fließgeschwindigkeit
- 2005 – 2010
- Zusammenführung der errechneten Fließgeschwindigkeitsdaten mit den Ablationsmessungen und daraus Bestimmung der Emergenz / Submergenz.

- Vergleich der Ergebnisse mit den langen Messreihen der Fließgeschwindigkeit an der Pasterze durch die Steinreihen der Uni Graz 1903 – 2009
- Ein kurzer erster Vergleich der Ergebnisse mit den bisherigen Auswertungen der kontinuierlichen Messungen der Fließgeschwindigkeit mit GPS-Loggern von TU Wien (Beginn erste Testphase: Juli 2010)

Zu dieser weiteren Bearbeitung wurden im Rahmen der Diplomarbeit folgende Schritte vorgenommen:

- Berechnung der horizontalen Veränderung der Ablationspegel der Jahre 2005-2006, 2006-2007, 2007-2008, 2008-2009, 2009-2010, Sommer 2010 bei den jeweils vorhandenen Pegeln: Dabei wurde die jeweilige Veränderung der x und der y Koordinate errechnet. Daraus wurden die tatsächliche Bewegung und ihre Richtung berechnet. Lagen nur wenige Messwerte der Gletscherbewegung einer Periode vor, so wurde ein Tageswert errechnet. Aus diesem wurde die gesamte jährliche horizontale Veränderung von 1.10. des Vorjahres bis zum 30.9. des Folgejahres interpoliert.
- Berechnung der vertikalen Veränderung der Jahre 2005-2006, 2006-2007, 2007-2008, 2008-2009, 2009-2010 bei den jeweils vorhandenen Pegeln: Hier wurde die Differenz der jeweiligen z Koordinate errechnet. Lagen nur wenige Messwerte der Gletscherbewegung einer Periode vor, so wurde ein Tageswert errechnet. Aus diesem wurde die gesamte jährliche vertikale Veränderung von 1.10. des Vorjahres bis zum 30.9. des Folgejahres interpoliert.
- Berechnung der Hangneigung der Pegel für die einzelnen Jahre mit ArcGis anhand des digitalen Geländemodells von 1998: Die Hangneigung wurde in Klassen errechnet bzw. dargestellt. Dabei gilt: Ist der Wert z.B. 3, so liegt der Pegel in einer Hangneigung zwischen 2 und 3; Ist der Wert 4, so liegt der Pegel in einer Hangneigung zwischen 3 und 4, usw.
- Berechnung der Emergenz/Submergenz der Jahre 2005-2006, 2006-2007, 2007-2008, 2008-2009, 2009-2010 als Funktion der oben berechneten Werte.

5. Ergebnisse

Im folgenden Kapitel werden die Daten der Feldarbeiten und ihrer weiteren Bearbeitung und Aufbereitung angeführt. Dabei wurde darauf geachtet, dass die Daten so aufbereitet werden, dass sie in der Folge auf die konkrete Aufgabenstellung der Arbeit hin analysiert und interpretiert werden können. Alle Tabellen sind entweder in den folgenden Unterkapiteln direkt angeführt oder befinden sich im Anhang.

5.1. Ablationsmessungen

Auf die Ergebnisse der Massenbilanz 2009/2010 wurde bereits im Kapitel 3 eingegangen. In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Ablationsmessungen 2009/2010 zusammengefasst.

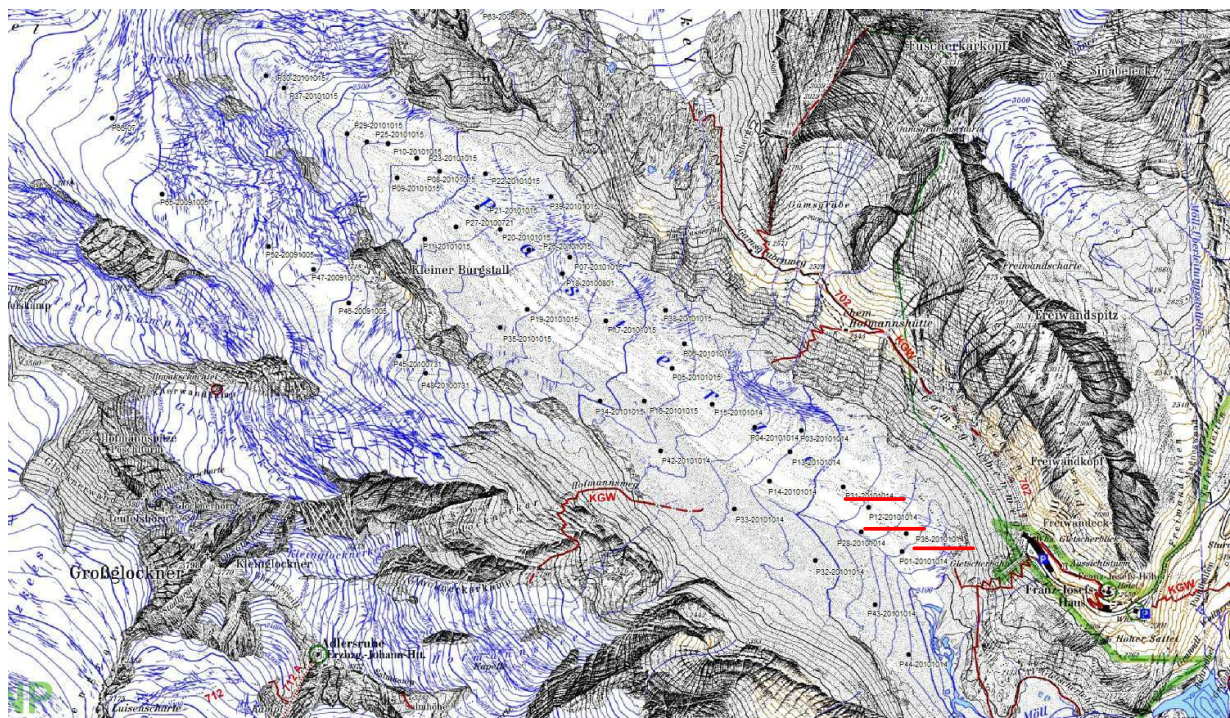


Abbildung 5.1: Das Ablationsgebiet der Pasterze mit den nummerierten Ablationspegeln 2010.

(Hintergrund: Digitale Karte Österreichischer Alpenverein)

Abbildung 5.1 zeigt das Ablationsgebiet der Pasterze mit den nummerierten Ablationspegeln der Periode 2009/2010. Die Ablationspegel verteilen sich generell entlang einer Mittellinie und einiger Querlinien. Die Pegel entlang der Mittellinie wurden im Laufe der gesamten Periode am häufigsten gemessen. Die obersten Ablationspegel werden dagegen am seltensten besucht. Aus diesem Grund, aber auch aufgrund der hohen Anzahl an Gletscherspalten ist hier die Unsicherheit am größten. Die drei Pegel mit der höchsten Ablationsrate in der Periode 2009/2010 sind rot unterstrichen. Diese 3 Pegel sind in der Tabelle mit der Auflistung aller gemessenen Werte in der Ablationsperiode 2010 (Tabelle 5.1) gelb markiert: P36-10, P12-10 und P31-10 (Die vordere Zahl bedeutet die Pegelnummer. Die Zahl 10 markiert hier das Jahr, in dem der jeweilige Pegel neu eingebohrt wurde.). Vergleicht man die Ablation 2010 mit der Ablation 2009, so kann man keine klare Tendenz erkennen. Bei einer großen Menge an Pegelstationen hat sich die Ablation von

2009 auf 2010 verringert. Es sind aber auch einige Positionen mit umgekehrter Tendenz zu erkennen.

Die Abbildung unten zeigt die Abschmelzbeträge der einzelnen Ablationspegel in Abhängigkeit zur jeweiligen Seehöhe. Die maximale Eisabschmelzung wird dabei bei den untersten Pegeln erreicht. Im schuttbedeckten Teil ist laut Feldarbeiten die Abhängigkeit zur Seehöhe am geringsten.

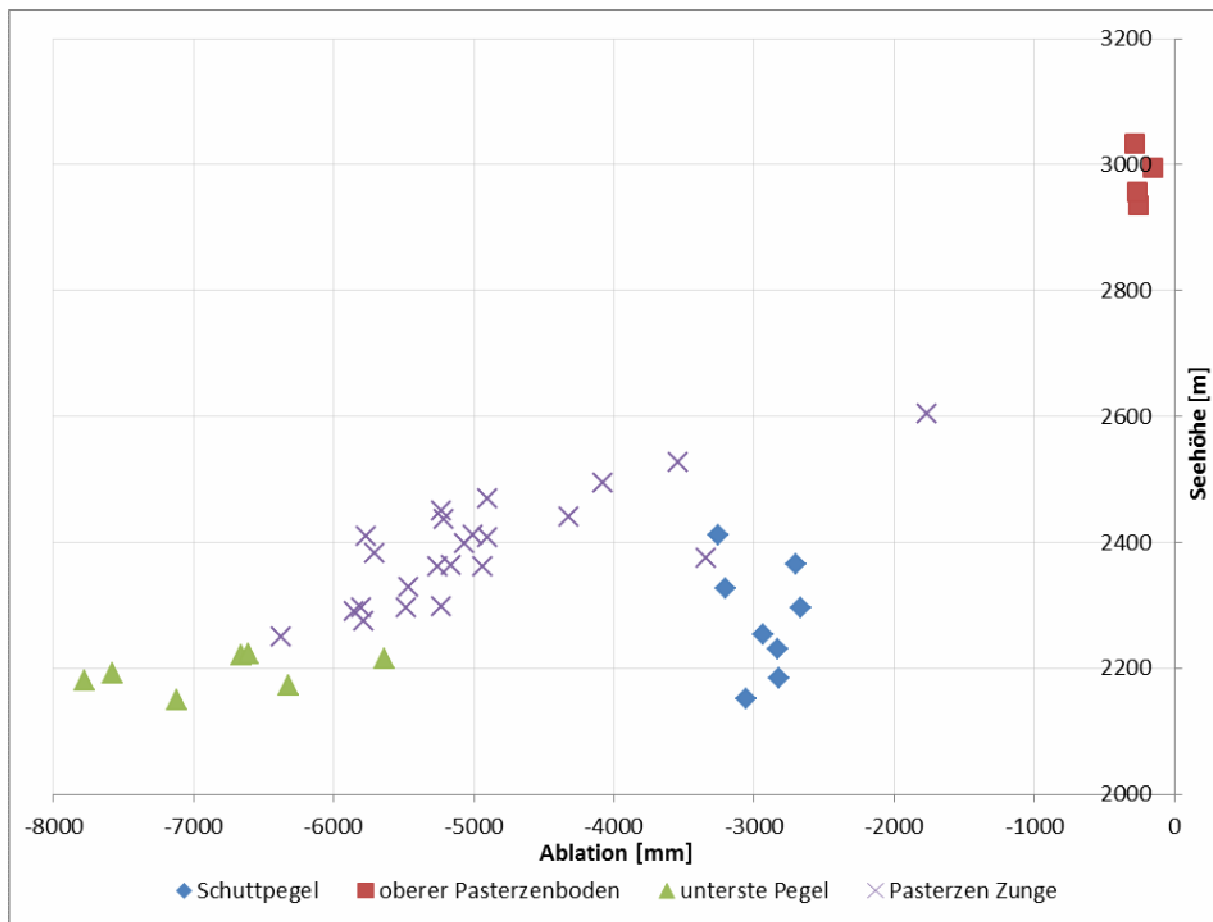


Abbildung 5.2: Abschmelzbeträge der einzelnen Ablationspegel in Abhängigkeit der Seehöhe für das Haushaltsjahr 2009/2010 (Schöner et al. 2010).

Pegelnr.	Abl 09	2010												Abl 10
		15.07.	16.07.	17.07.	18.07.	19.07.	20.07.	22.07.	31.07.	01.08.	12.08.	14.10.	15.10.	
40-08b	-713	weg												
01-09	-808	191							85	79				
01-10										946	858	720		-791
36-09		138	120						31	17				
36-10				922					841	823	766	489		-852
28-09	-697	435									238			
28-10											756	565		-702
12-09	-908	196	190	190										
12-10				938		924	914		843	831	763	545		-864
31-08				135										
31-09			43											
31-10				940		922	918		853	845	789	618		-842
13-09			438	429		412	409		336	328	260			
13-10											548	345		-734
14-09	-676				442						274	87		
14-10											815	598		-740
03-09						477					328	147		-626
04-09	-727		183	173										
04-10				918			897		834	813	750	563		-708
15-09	-663		495	485		475	468		397	385	327	132		
15-10											664	482		-643
38-09	-604			275										
38-10				936		935					776		567	-581
05-09	-690		440	428		419	413		353	349	285		149	
05-10											820		682	-645
06-09	-581			180										
06-10				945		935			856		788		653	-650
16-09	-637			311							166			
16-10				946							799		614	-609
17-09	-626		218		201									
17-10					896	891	883		823	820	750		616	-607
18-09	-573		180		140									
18-10				915		911	907		847		775		633	-573
19-09						286	281		224	221				
19-10										943			746	-548
07-09	-587					209	202							
07-10							942				810		659	-584
39-09	-439					428					289		156	-371
20-09			244		232	226	220				90			
20-10							953			878	812		660	-563
21-09			254		236	233	227							
21-10							925							
26-09	-659		190		165	159			99		24			
26-10					917	912	909		848		772		616	-634
22-09						85								
22-10						907					779		624	-545
27-09	-413				397						247		ausgeapert	-641
08-09	-551		248		228	224	218							
08-10							929			864	779		652	-579
09-07														
09-08	-395				40									
09-10					908					834	772		626	-480
23-06														
23-08														
23-09	-575		222		206	200								
23-10						935	930			868	807		655	-581
24-06						ausgeapert								
10-09	-601				623	623				560	495		374	-545

	2010														Abl
Pegelnr.	Abl 09	15.07.	16.07.	17.07.	18.07.	19.07.	20.07.	22.07.	31.07.	01.08.	12.08.	14.10.	15.10.	10	
25-08	-457				50										
25-10					912	909				854	782		653	-453	
29-09	-315				785	790				726	660		548	-393	
37					ausgeapert										
37-10						910				844	793		616	-482	
36-10							909								
30-07											376		270	-196	
44-07				53											
44-09				566								418		-340	
43-07				70											
43-09	-341			560								417		-314	
32-09	-353			626								470		-315	
33-07				21											
33-09	-311			604								420		-326	
42-09	-341			513								403		-296	
34-09	-319						78				18				
34-10											742		653	-356	
35-07						60									
35-09	-378					566							400	-300	
11-09	-473					409							192	-362	
48-08									25						
48-10									940						
45-08									74						
46-08	-320														
47-08	-329														
55-08	-148							542						-30	
59-08	-183														
60-07	-22														
60-08	-195														
53-08	-75							639						-17	
51-05	-96														
57-05	-58														
63-06	-64														
69-08	-120							574						-29	
70-08	-109							578						-32	
GPSuS			193		176		168		112	107					
GPSuS2										202	140				
GPSuS3													137		
GPSuP											135				
GPSoS			195		183	177	170			123					
GPSoS2										199	140				
GPSoS3													165		
GPSoP											144		152		

Tabelle 5.1: Die Ablation an den einzelnen Pegeln (PegelNr.) und bei den GPS Loggern für das Haushaltsjahr 2009 (Abl 09) und 2010 (Abl 10) und Angabe der Pegelablesungen im Sommer 2010.

(Fett gedruckt: neu gebohrte Pegel; GPSu und GPSo – Stationen der GPS Logger.)

5.2. Messung der horizontalen Fließgeschwindigkeit

Laut in Kapitel 4 genannter Methode wurde die mittlere horizontale Geschwindigkeit der einzelnen Pegel für die jeweiligen Perioden errechnet. Eine Gegenüberstellung der Entwicklung aller Pegel in der Periode 2005-2010 ergibt folgendes Bild (Abbildung 5.3).

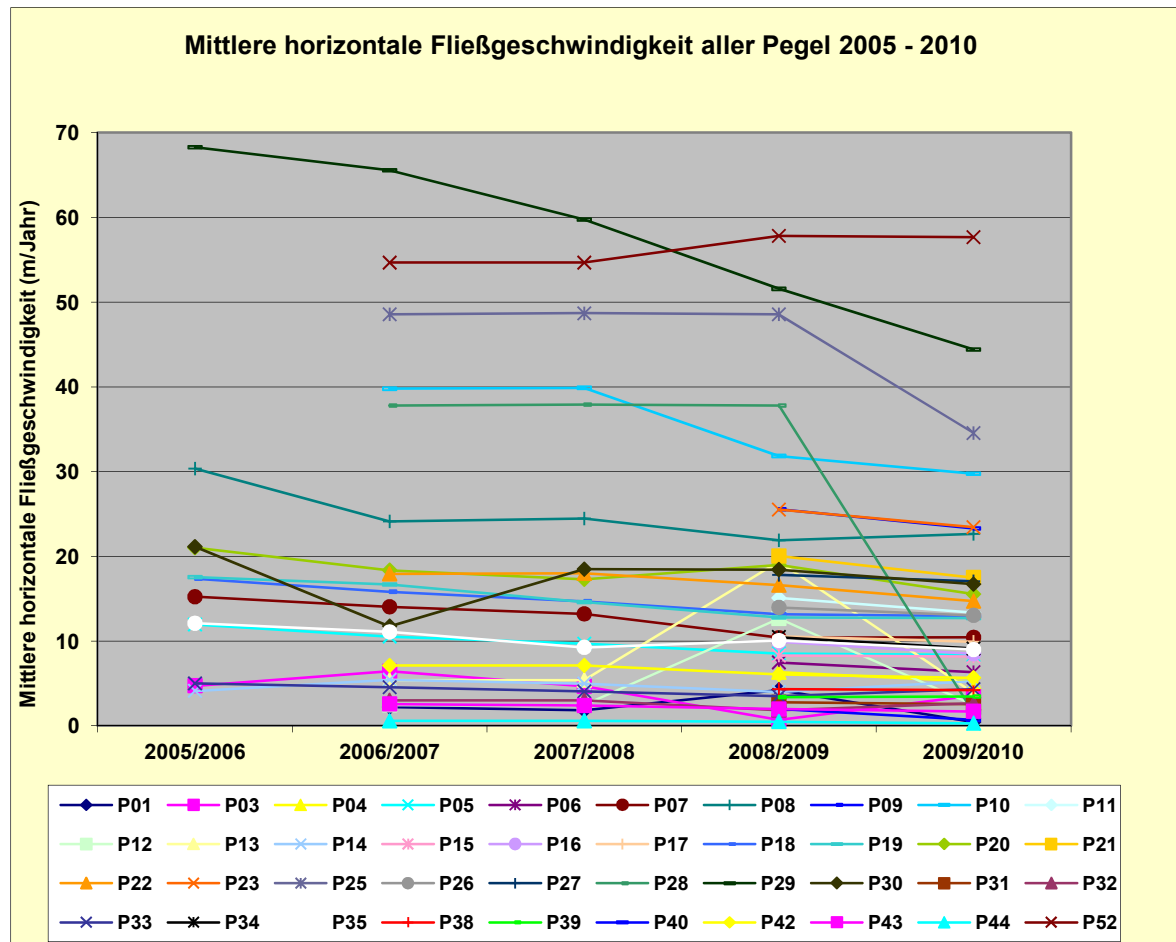


Abbildung 5.3: Die mittlere horizontale Fließgeschwindigkeit aller Pegel 2005-2010.

Eine Tendenz der abnehmenden mittleren horizontalen Geschwindigkeit in der Periode 2005 bis 2010 ist erkennbar. Um ein deutlicheres Bild zu generieren wurden 8 Pegel der Mittellinie mit der größten Anzahl an Messungen selektiert und in Abbildung 5.4 separat dargestellt. Die Karte in Abbildung 5.5 zeigt die Pegel der Mittellinie und ihre genaue Position. In derselben Methodik werden die 4 Pegel nahe der Seelandlinie in Abbildung 5.7 und in Abbildung 5.8 dargestellt. Sowohl an der Mittellinie als auch an der Seelandlinie stellen Pegel 12 und Pegel 13 einen Ausreißer in der Periode 2008/2009 dar. Diese beiden Werte sind insofern sehr fragwürdig, als dass die Pegel neu eingebohrt werden mussten und die Lage dieser neuen Bohrungen zur alten Position nicht vermerkt werden konnte. Daher sind diese Werte sehr unwahrscheinlich.

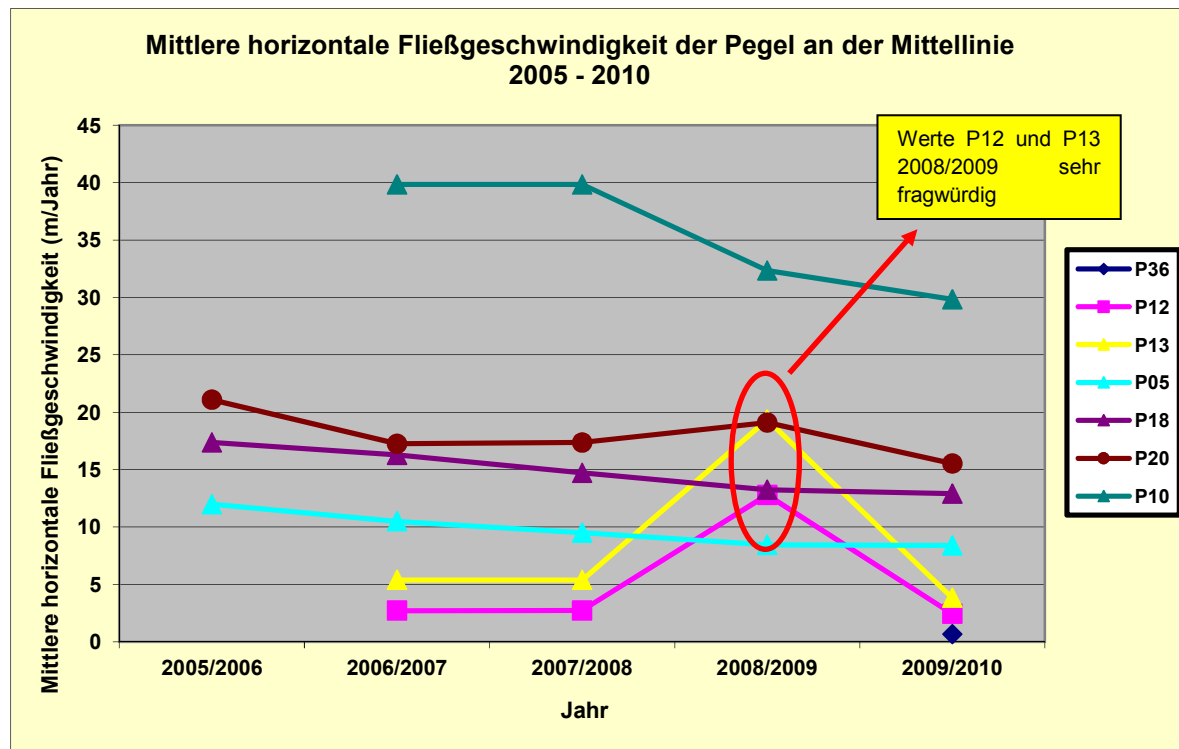


Abbildung 5.4: Die Mittlere horizontale Fließgeschwindigkeit der Pegel an der Mittellinie 2005 – 2010.

(2008/2009: Aufgrund einer Messproblematik ist anzunehmen, dass die Werte für Pegel 12 und 13 nicht den tatsächlichen Werten entsprechen.)

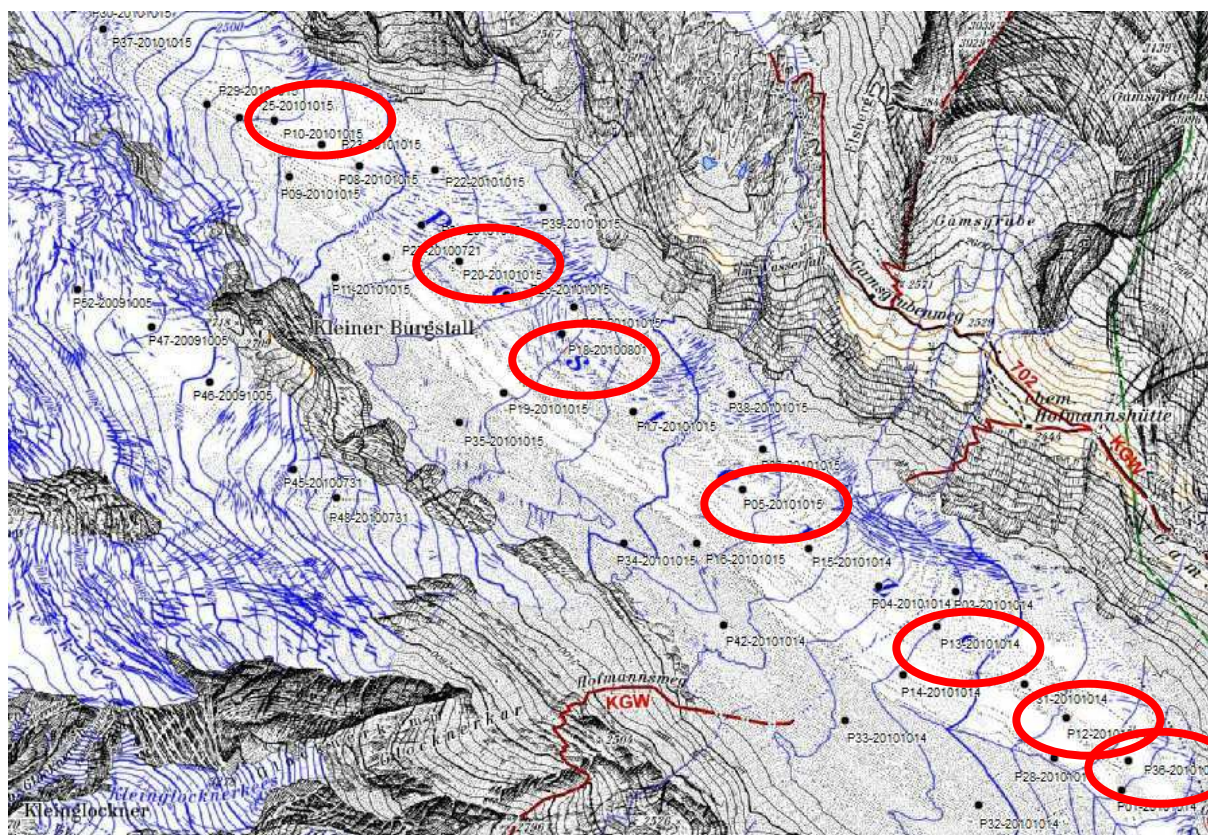


Abbildung 5.5: Die Lage der Pegel 36, 12, 13, 05, 18, 20 und 10 auf der Mittellinie in roten Kreisen markiert (Hintergrund: Digitale Karte Österreichischer Alpenverein).

(Reihenfolge: von Anfang der Gletscherzunge aus gesehen)

Lage der Pegel und Verlauf der Mittellinie Juli 2010

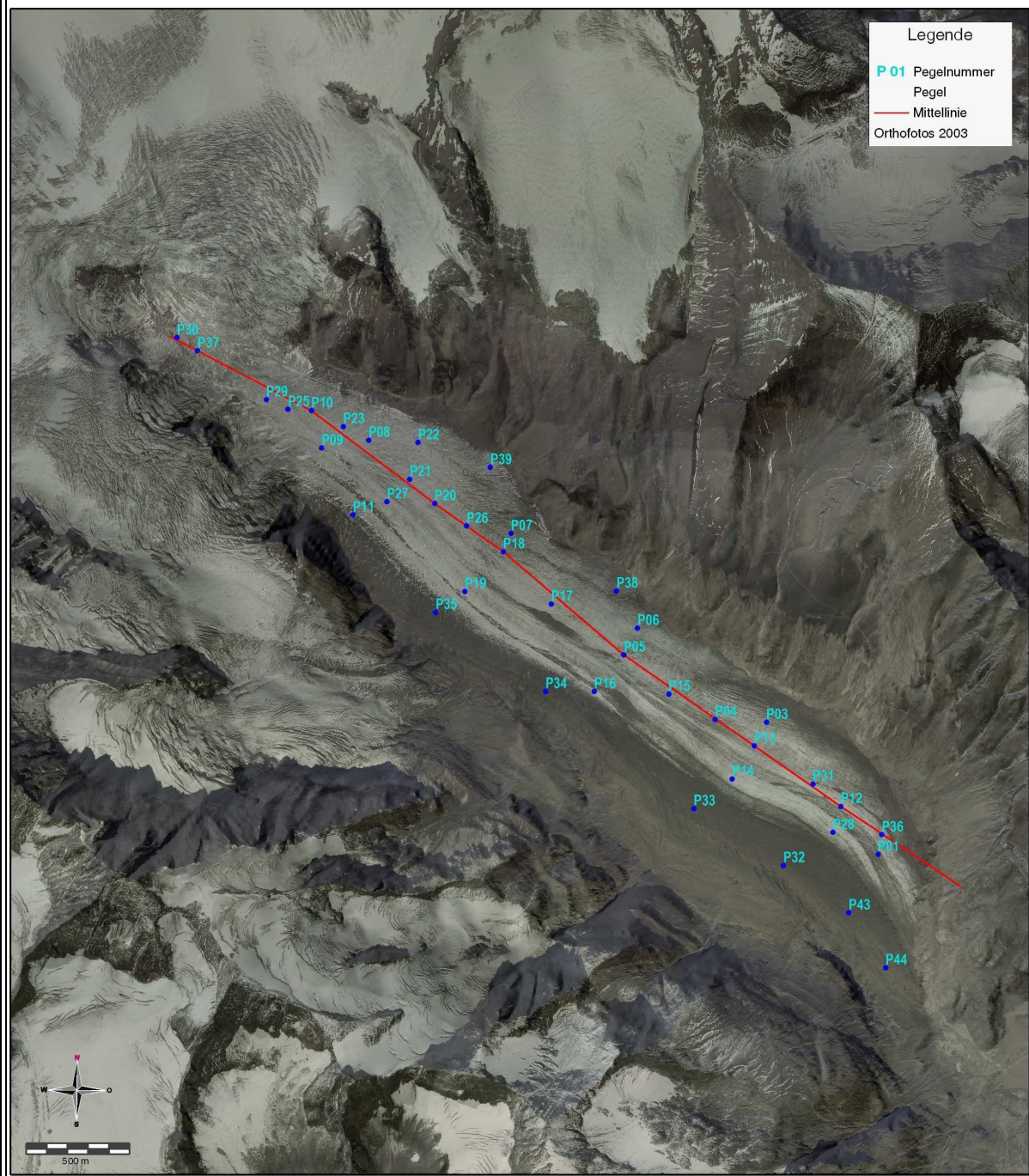


Abbildung 5.6: Lage der Pegel und Verlauf der Mittellinie (Juli 2010).

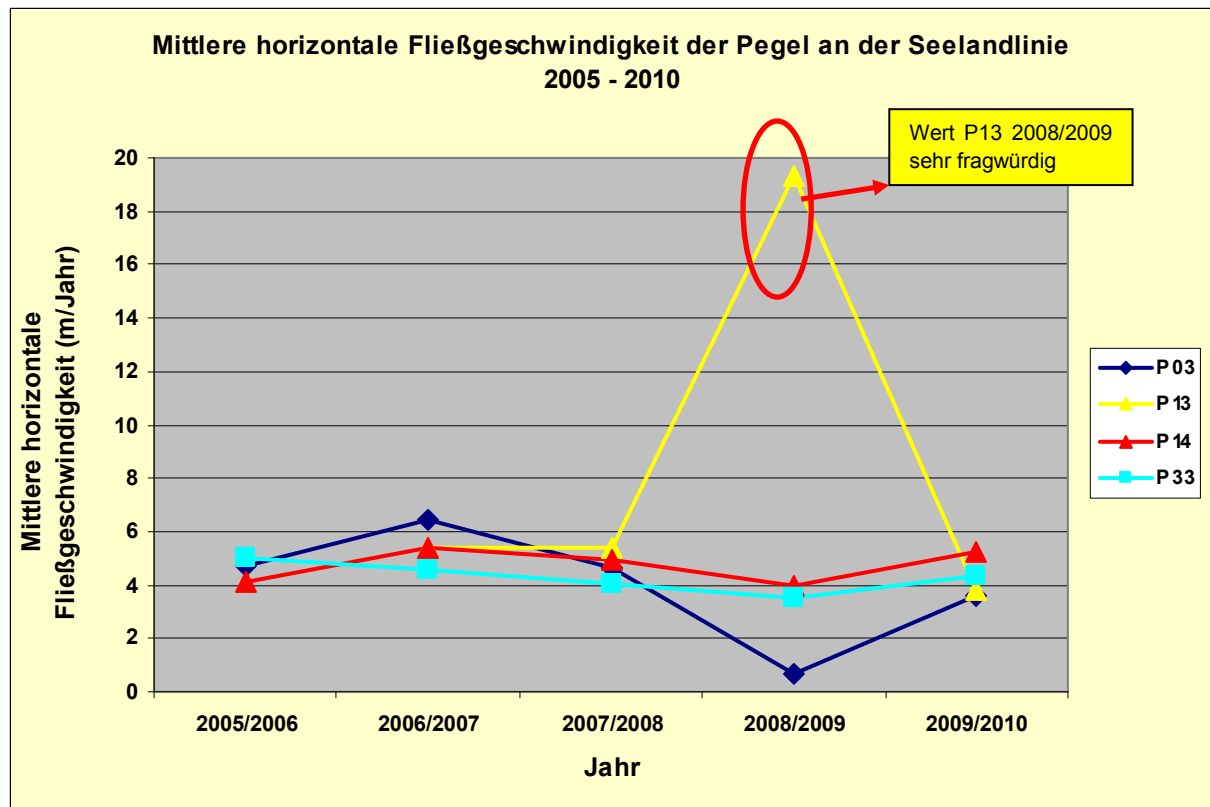


Abbildung 5.7: Die mittlere horizontale Fließgeschwindigkeit der Pegel an der Seelandlinie 2005 – 2010.

(2008/2009: Der Wert für Pegel 13 entspricht aufgrund einer Messproblematik nicht dem tatsächlichen Wert.)

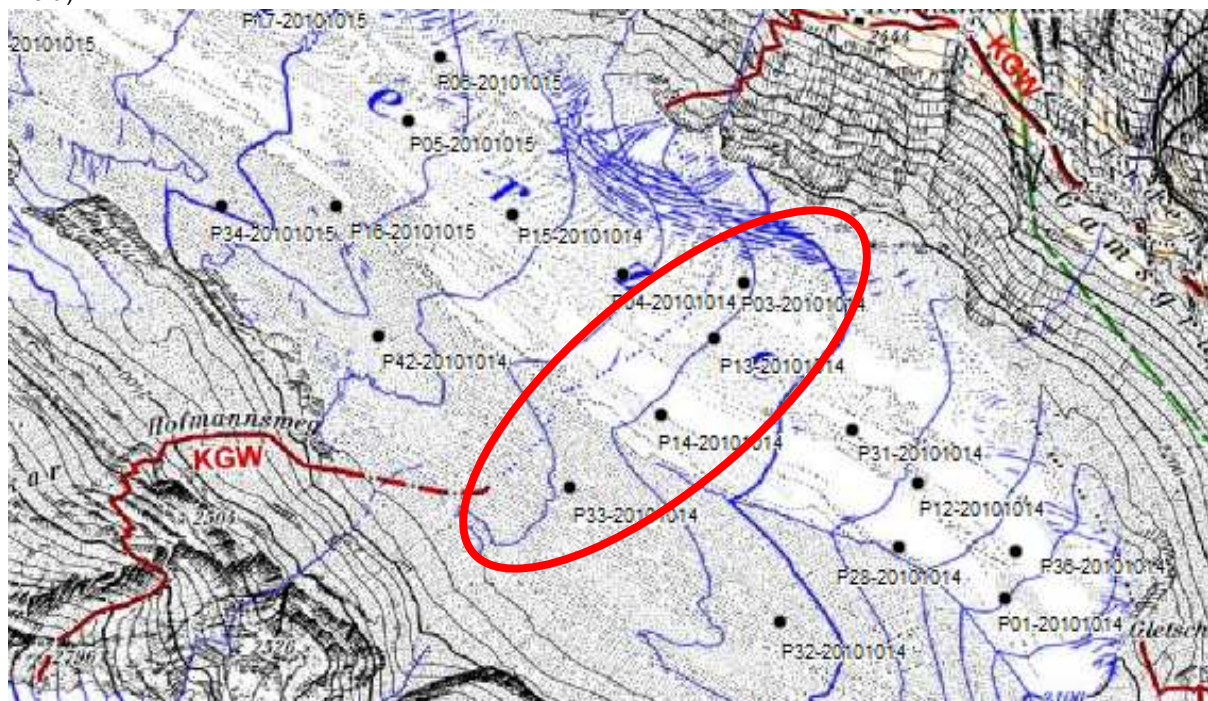


Abbildung 5.8: Die Lage der Pegel 3, 13, 14 und 33 auf der Seelandlinie, Höhe Hofmannsweg in roter Markierung (Hintergrund: Digitale Karte Österreichischer Alpenverein).

Die Ergebnisse der horizontalen Fließgeschwindigkeit für den Zeitraum der Feldmessungen im Sommer 2010 wurden in Relation zur Seehöhe separat ausgearbeitet und werden in

Abbildung 5.9 dargestellt: Es ergibt sich ein klarer Trend eines Anstieges der Fließgeschwindigkeit mit zunehmender Seehöhe. Zwei Auffälligkeiten sind hier zu beobachten: Pegel 1 (roter Kreis links) liegt im unteren Bereich und weist eine relativ hohe Fließgeschwindigkeit auf. Pegel 30 (roter Kreis rechts) liegt im obersten Bereich direkt unterhalb des Hufeisenbruches.

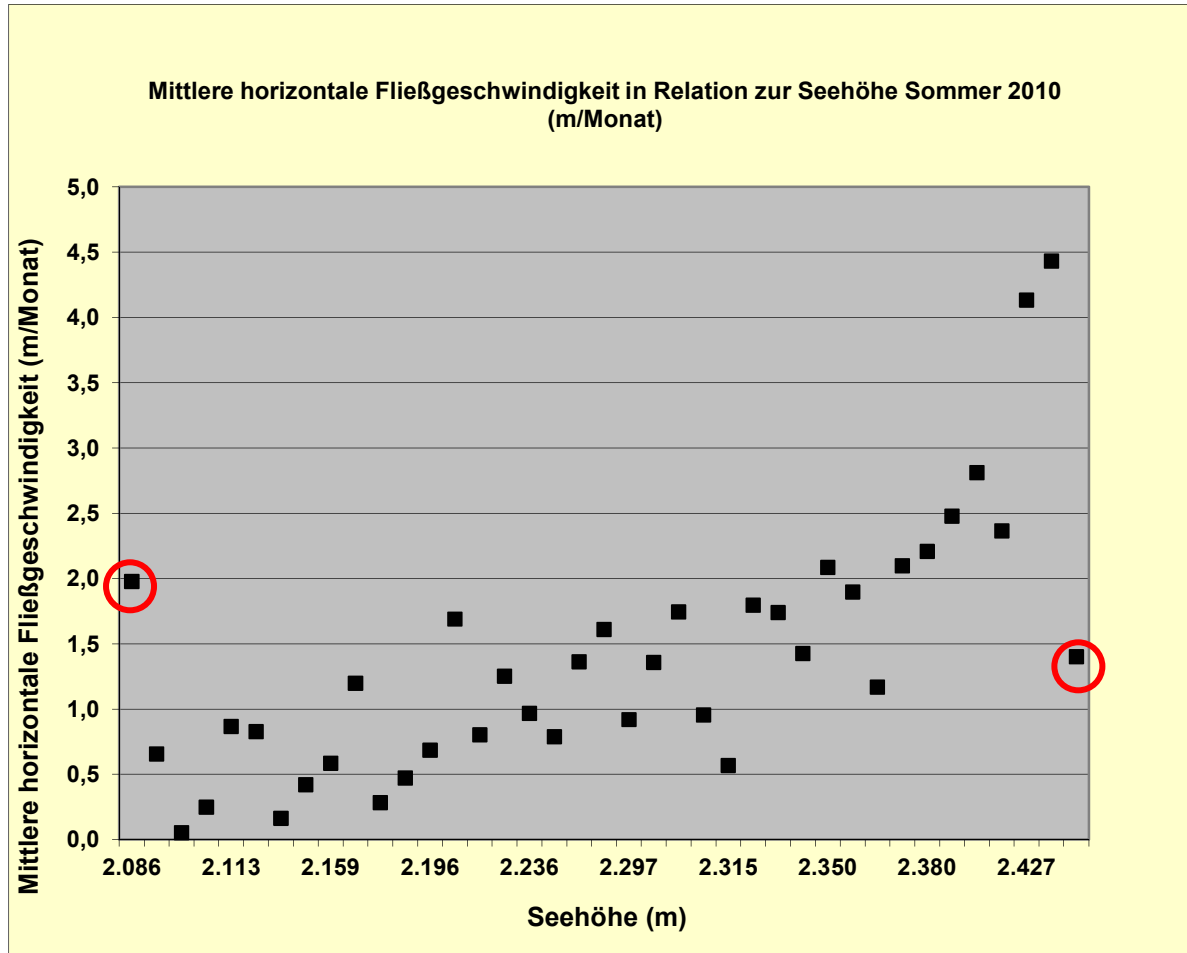


Abbildung 5.9: Die mittlere horizontale Fließgeschwindigkeit in Relation zur Seehöhe Sommer 2010 (m/Monat).

Zur Bestätigung dieses Ergebnisses wurden alle relevanten Messergebnisse aller Pegel und aller Perioden nach Seehöhe geordnet (Wert Seehöhe: 2010). Kritische Werte, bei denen ein Messfehler aufgrund eines ausgeaperten Pegels wahrscheinlich ist, wurden aus der Liste gelöscht. Abbildung 5.11 mit allen Werten der Perioden 2005 bis 2010 zeigt ein noch deutlicheres Bild dieses Trends.

Abbildung 5.10 zeigt das Ergebnis der Berechnungen der horizontalen Gletscherbewegung vom 15. Juli bis zum 15. Oktober 2010 (=Zeitraum der Feldarbeiten), dargestellt in Kartenform. Deutlich ergeben sich eine Hauptbewegungsrichtung und der Schwerpunkt der Bewegungstätigkeit des Gletschers auf der Mittellinie.

Horizontale Gletscherbewegung 15. Juli - 15. Oktober 2010

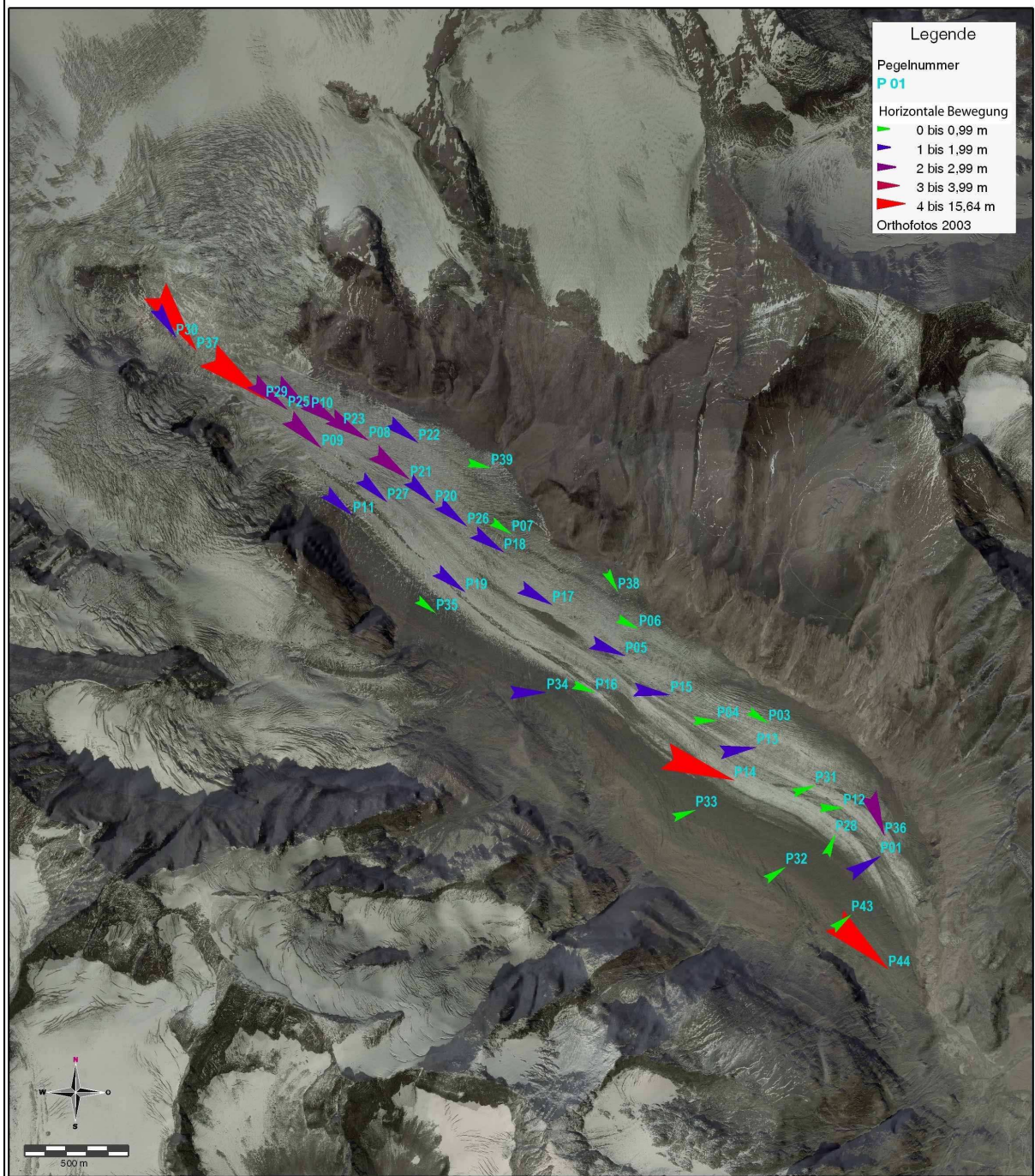


Abbildung 5.10: Die horizontale Gletscherbewegung im Zeitraum zwischen 15. Juli und 15. Oktober 2010 (m).

Horizontale Geschwindigkeit (m/Monat) vs. Hangneigung (Juli - Okt 2010)		
Pegel	Hang- neigung (α)	Horizont. Geschwindigk. (m/Monat)
P44	10	0,05
P43	10	0,16
P14	5	0,20
P28	7	0,25
P32	7	0,28
P03	7	0,42
P04	6	0,47
P39	7	0,57
P36	4	0,66
P33	6	0,68
P38	6	0,79
P06	7	0,80
P31	5	0,83
P12	4	0,87
P07	15	0,92
P35	4	0,95
P16	9	0,97
P11	7	1,17
P13	7	1,20
P05	3	1,25
P19	5	1,36
P34	8	1,36
P30	7	1,40
P22	8	1,42
P17	4	1,61
P15	5	1,69
P20	5	1,74
P18	8	1,74
P26	5	1,79
P27	5	1,90
P01	4	1,98
P21	5	2,08
P08	6	2,10
P09	3	2,21
P25	10	2,36
P23	6	2,48
P10	11	2,81
P29	12	4,13
P37	11	4,43

Tabelle 5.2: Die horizontale Gletscherbewegung im Zeitraum zwischen 15. Juli und 15. Oktober 2010 (m/Monat), sortiert nach Geschwindigkeit inkl. Angabe der Hangneigung.

Tabelle 2.1 zeigt eine Liste der Horizontalen Geschwindigkeiten in Meter/Monat für die Periode 15. Juli bis 15. Oktober 2010, angeordnet nach ihrer Größe, in Relation zur Hangneigung.

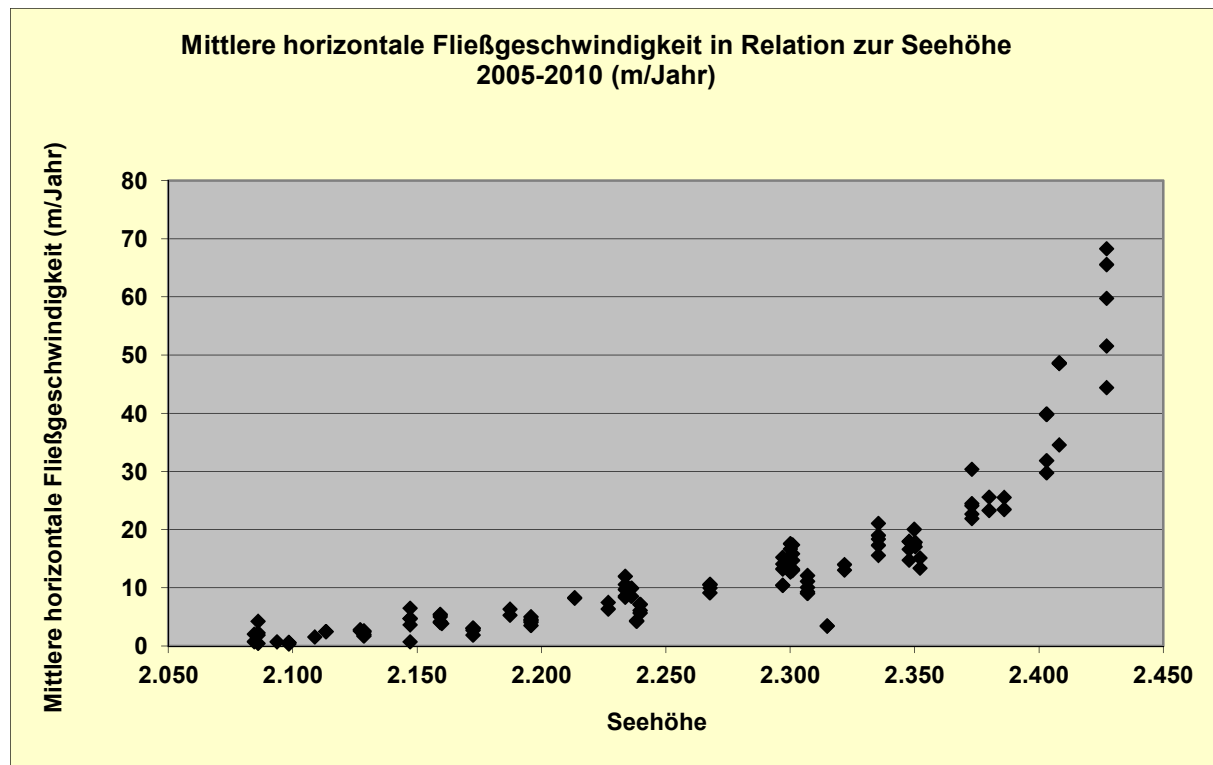


Abbildung 5.11: Die mittlere horizontale Fließgeschwindigkeit in Relation zur Seehöhe (2005 – 2010).

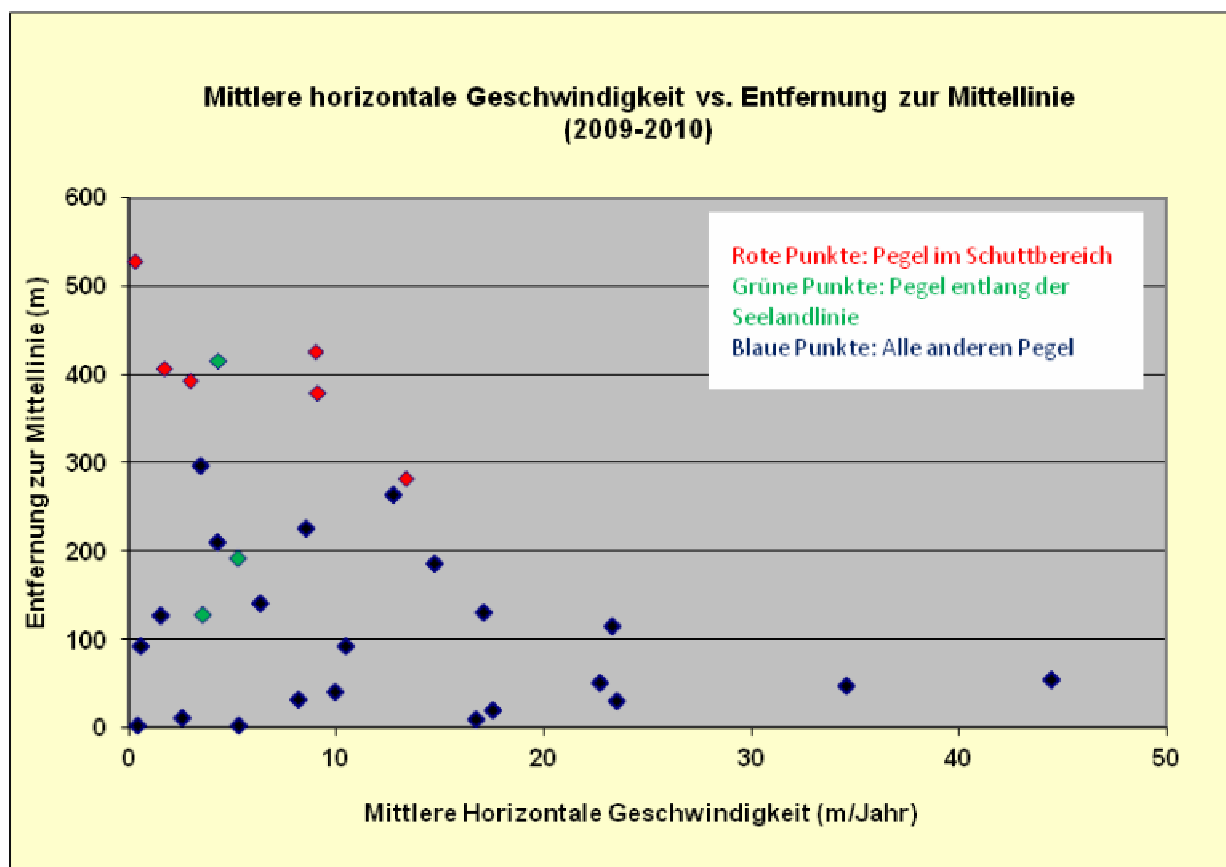


Abbildung 5.12: Die mittlere horizontale Fließgeschwindigkeit in Relation zur jeweiligen Entfernung zur Mittellinie (2009 – 2010).

Für Abbildung 5.12 wurde die mittlere horizontale Geschwindigkeit der jeweiligen Pegel ihrer Entfernung zur Mittellinie gegenübergestellt. (Die Lage aller Pegel im Verhältnis zur Mittellinie wird in der Karte in Abbildung 5.6 dargestellt.) In der Abbildung wird dabei unterschieden zwischen Pegel im Schuttbereich (rote Markierung) und Pegel entlang der Seelandlinie (grüne Markierung) und restlicher Pegel (blaue Markierung). Es ist schön erkennbar, dass die horizontale Geschwindigkeit an Gletscherrändern geringer ist als zur Gletschermitte hin.

5.3. Messung der vertikalen Fließgeschwindigkeit (Emergenz/Submergenz)

5.3.1. Oberflächenkrümmung

Im Kapitel 2.4.5 „Die Dynamik in einem Talgletscher“ wurde kurz auf die Oberflächenkrümmung, welche im Querprofil ersichtlich ist, eingegangen. Um einen Vergleich mit den theoretischen Annahmen treffen zu können, wurden 3 Querprofile von der orographisch linken Seite zur orographisch rechten Seite entlang der Gletscherzunge der Pasterze gezogen: Profil Seelandlinie, Profil Mitte, Profil oberer Zungenbereich (Abbildung 5.14 bis Abbildung 5.16). Gleichzeitig wurde ein Längsprofil entlang der Mittellinie gezogen (Abbildung 5.17). Die genaue Lage der Profile wird in Abbildung 5.13 dargestellt.

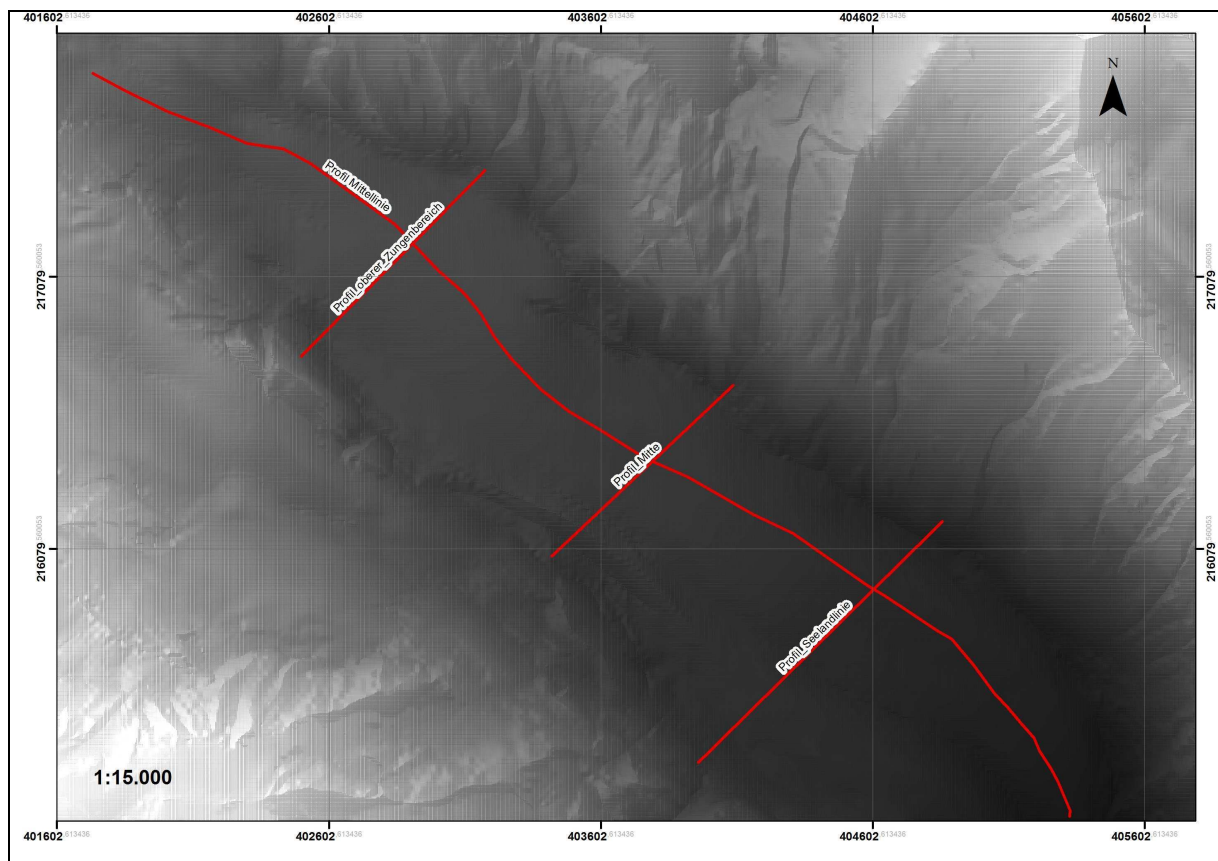


Abbildung 5.13: Überblick der drei Querprofile und der Mittellinie entlang der Pasterenzunge.

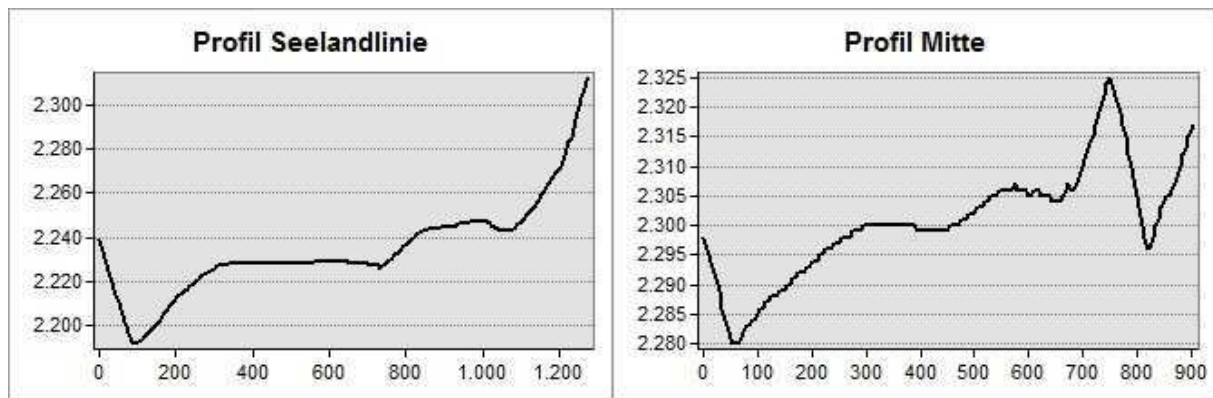


Abbildung 5.14 und Abbildung 5.15: Profil Seelandlinie und Profil Mitte.

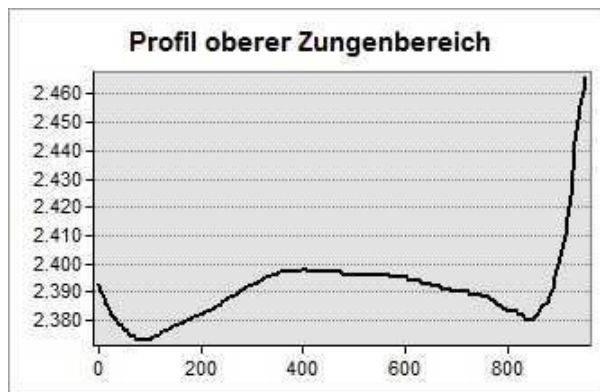


Abbildung 5.16: Profil oberer Zungenbereich.

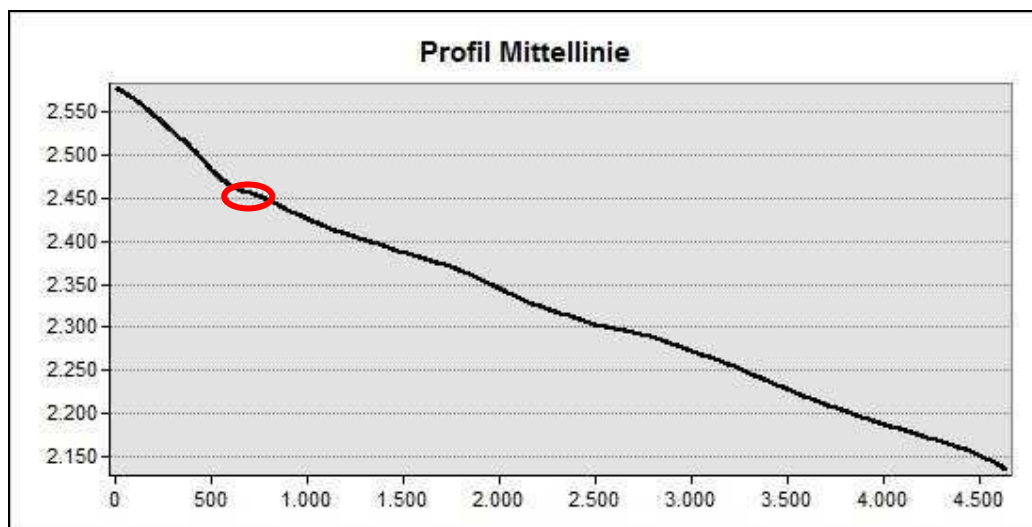


Abbildung 5.17: Das Längsprofil entlang der Mittellinie, Ablationsbereich der Pasterze.

Bei allen drei Querprofilen ist im Mittelbereich eine klare konkave Wölbung zu erkennen. Dies entspricht nicht ganz dem idealtypischen Profil des Ablationsbereiches, bei dem das Eis von der Mitte in Richtung Rand gedrängt wird. Der Anstieg im Gelände an der orographisch rechten Seite im Profil Seelandlinie und Profil Mitte zeigt die Wölbung des Schuttbereiches. Im oberen Zungenbereich erkennt man den Felsanstieg zum kleinen Burgstall. Schön zu erkennen am Längsprofil, ist der regelmäßige Verlauf nach dem Hufeisenbruch, bei ca. 2.450 m (siehe rote Markierung).

5.3.2. Berechnung der vertikalen Bewegung (ohne Positionsveränderung und Hangneigung)

Anhand der jeweiligen z Koordinaten, welche durch die DGPS Messungen generiert wurden kann die Höhenänderung der einzelnen Pegelpositionen errechnet werden (Gesamtänderung). Wird die Ablation von diesen Werten subtrahiert, so erhält man die Vertikalbewegung jedes Pegels, ohne Positionsveränderung und Hangneigung. Es wurden Tabellen erstellt, jeweils für die Pegelstationen im schuttbedeckten Teil und für die Pegelstationen außerhalb des Schuttbereiches separat. Diese wurden in einem Diagramm in Relation zur Seehöhe dargestellt. Sie zeigen das Zustandekommen der Höhenänderung dieser Bereiche, ungeachtet ihrer Positionsveränderung und der Hangneigung. In diesem Kapitel werden nur jene zwei Diagramme für die Periode 2009/2010 angeführt. Die restlichen Ergebnisse (Tabellen und Diagramme (Achtung: unterschiedliche Skalierung)) sind im Anhang zu diesem Kapitel zu finden.

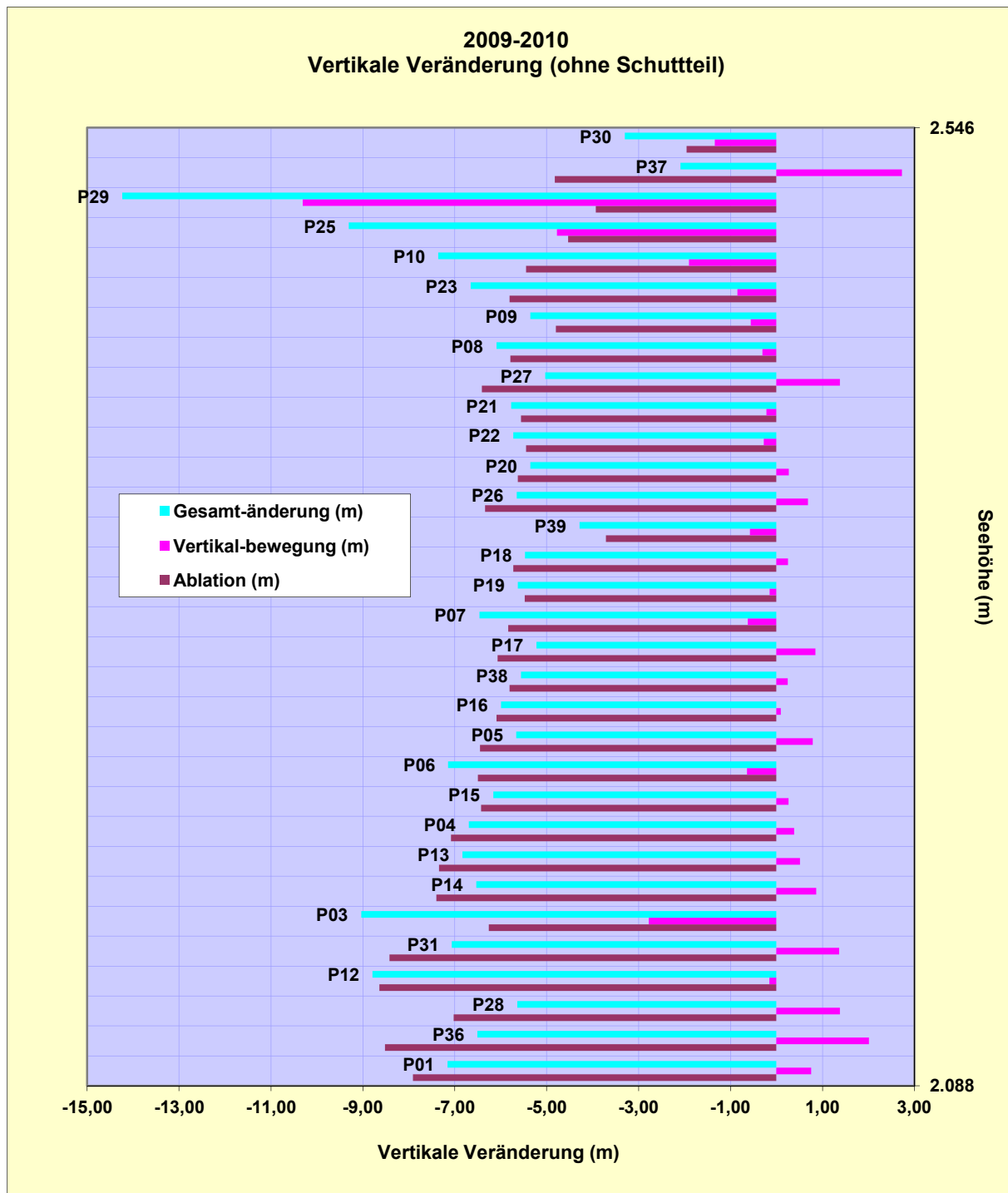


Abbildung 5.18: Die vertikale Veränderung 2009-2010 - ohne Schuttteil.

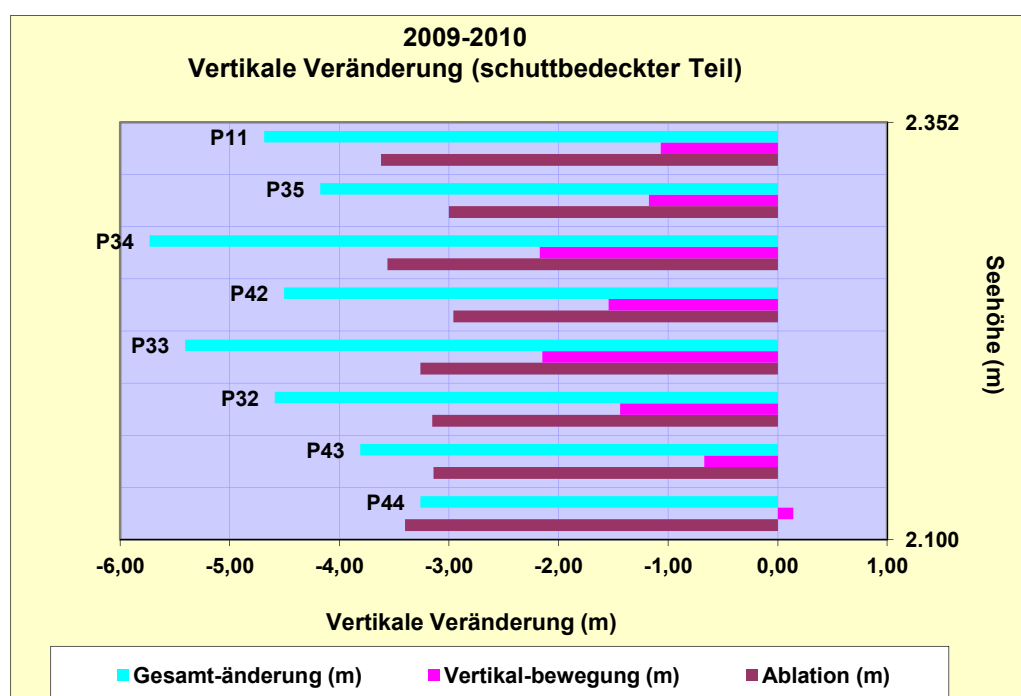


Abbildung 5.19: Die vertikale Veränderung 2009-2010 - schuttbedeckter Teil.

Tendenziell könnte man sagen, dass in der Periode 2009-2010 die Vertikalbewegung im schuttfreien unteren Bereich eher ins positive geht und umgekehrt. Im schuttbedeckten Teil ergibt die Vertikalbewegung quasi nur negative Werte.

5.3.3. Berechnungen der Emergenz-/Submergenzgeschwindigkeit

Im Folgenden werden für jede Periode anfangs Tabellen der Berechnung der Emergenz- bzw. Submergenzgeschwindigkeit dargestellt. Dabei wurde folgendermaßen vorgegangen: „Veränderung Vertikal/Jahr“ ist eine Tangens-Funktion aus der Hangneigung und der „Mittleren horizontalen Geschwindigkeit (m/Jahr)“. „dz“ ergibt sich aus der Summe des Wertes „Veränderung Vertikal/Jahr“ und „Veränderung Vertikal/Jahr gemessen“. Subtrahiert man schließlich die Ablation vom Wert „dz“, so erhält man den Emergenz- bzw. Submergenzwert und kann somit Rückschlüsse auf das Heben bzw. das Absenken in Relation zur Fließgeschwindigkeit des Eises ziehen. Für die Berechnung des Hangneigungswertes wurden Hangneigungsklassen erzeugt, die eine Spannweite von einem Grad aufweisen. Um eine größtmögliche Annäherung zum tatsächlichen Wert zu erhalten wurde immer ein Mittelwert angenommen (z.B. Hangneigungsklasse 4: Wert liegt zwischen 3 und 4; angenommener Mittelwert: 3,5) (Tabelle 5.3 bis Tabelle 5.7).

Die Tabellen stellen jeweils Werte der Horizontalen- als auch der Vertikalen Geschwindigkeit dar. Zur Verdeutlichung der Ergebnisse der einzelnen Perioden dienen diese Ergebnisse wiederum als Ausgangspunkt für die Erstellung der Karten der „Gletscherdynamik der Pasterze“. Die Karten zeigen anhand von Pfeilen die jeweilige Horizontalbewegung in Ausmaß und Richtung (farbliche Clusterung und unterschiedliche Größe der Pfeile). Weiters werden die Emergenz- bzw. Submergenzgeschwindigkeiten als positiver oder negativer Wert farblich geclustert dargestellt (Abbildung 5.20 bis Abbildung 5.24).

Berechnung Emergenz 2005/2006								
Pegel	Veränd. Vertikal/Jahr gem. (m)	Veränd Horizont/Jahr (m)	Ablation (m)	Hang- neigungs- klasse (α)	Hang- neigung (α)	Veränd. Vertikal/Jahr (m)	dz (m)	Emergenz/ Submergenz (cm)
P05	-5,60	11,94	-6,40	3,00	2,50	0,52	-5,08	132
P07	-4,94	15,22	-7,20	10,00	9,50	2,55	-2,40	480
P08	-6,38	30,34	-6,20	6,00	5,50	2,92	-3,45	275
P14	-4,42	4,11	-7,00	6,00	5,50	0,40	-4,02	298
P18	-6,91	17,37	-6,40	7,00	6,50	1,98	-4,93	147
P19	-4,49	17,55	-5,80	5,00	4,50	1,38	-3,11	269
P20	-6,68	21,03	-6,10	5,00	4,50	1,66	-5,03	107
P30	-6,02	21,12	-1,90	8,00	7,50	2,78	-3,24	-134
P33	-4,30	4,99	-3,20	5,00	4,50	0,39	-3,91	-71
P35	-3,74	12,09	-3,70	4,00	3,50	0,74	-3,00	70

Tabelle 5.3: Berechnung der Emergenz- und Submergenzwerte in cm/Jahr (2005-2006).

Gletscherdynamik der Pasterze 2005 bis 2006

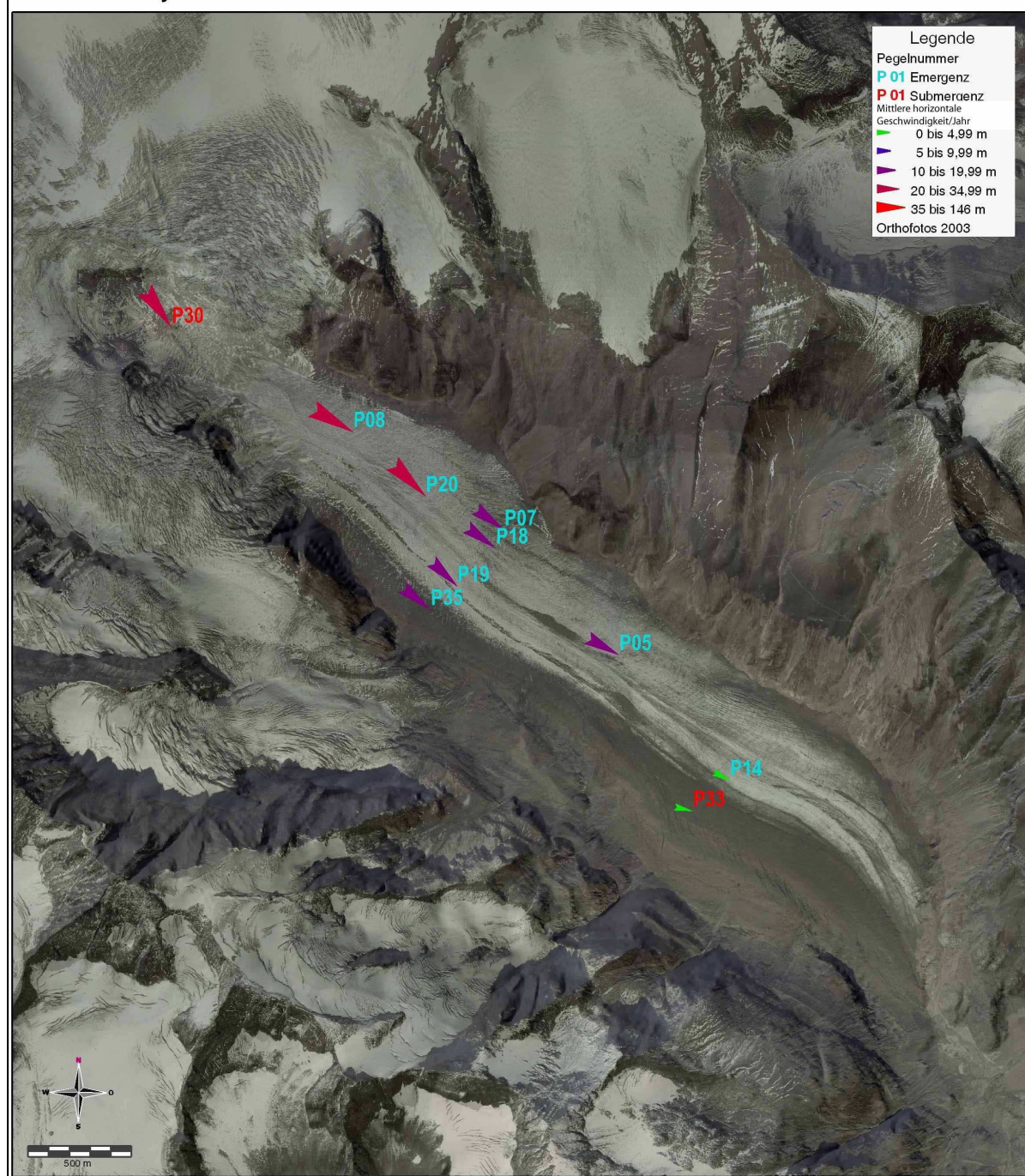


Abbildung 5.20: Die Gletscherdynamik der Pasterze (2005-2006).

Berechnung Emergenz 2006/2007								
Pegel	Veränd. Vertikal/Jahr gem. (m)	Veränd Horizont/Jahr (m)	Ablation (m)	Hang- neigungs- klasse (α)	Hang- neigung (α)	Veränd. Vertikal/Jahr (m)	dz (m)	Emergenz/ Submergenz (cm)
P03	-13,25	6,45	-9,56	7,00	6,50	0,73	-12,51	-295
P05	-5,59	10,52	-6,86	3,00	2,50	0,46	-5,13	173
P07	-8,20	14,04	-6,97	11,00	10,50	2,60	-5,59	138
P08	-7,80	24,10	-6,33	6,00	5,50	2,32	-5,48	85
P14	-7,73	5,42	-7,17	5,00	4,50	0,43	-7,30	-13
P18	-6,98	15,82	-6,88	7,00	6,50	1,80	-5,17	171
P20	-6,12	18,35	-6,10	5,00	4,50	1,44	-4,67	143
P29	-20,25	65,57	-4,62	14,00	13,50	15,74	-4,51	11
P33	-5,07	4,54	-3,77	5,00	4,50	0,36	-4,72	-95
P35	-5,41	11,07	-4,08	4,00	3,50	0,68	-4,73	-65
P43	-4,17	2,40	-4,00	10,00	9,50	0,40	-3,77	23

Tabelle 5.4: Berechnung der Emergenz- und Submergenzwerte in cm/Jahr (2006-2007).

Gletscherdynamik der Pasterze 2006 bis 2007

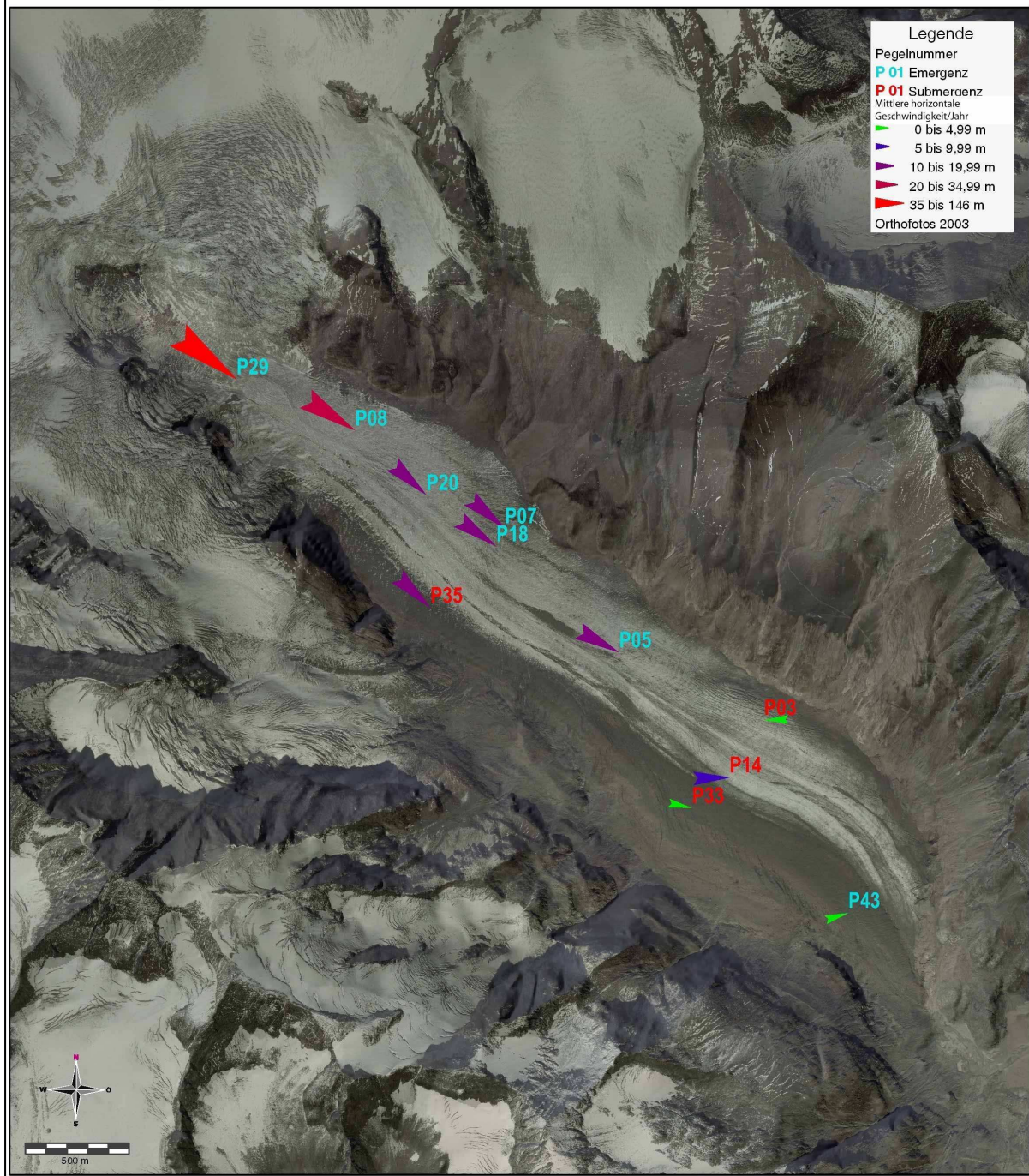


Abbildung 5.21: Die Gletscherdynamik der Pasterze (2006-2007).

Berechnung Emergenz 2007/2008								
Pegel	Veränd. Vertikal/Jahr gem. (m)	Veränd. Horizont/Jahr (m)	Ablation (m)	Hang- neigungs- klasse (α)	Hang- neigung (α)	Veränd. Vertikal/Jahr (m)	dz (m)	Emergenz/ Submergenz (cm)
P03	-9,29	4,67	-7,52	6,00	5,50	0,45	-8,84	-132
P05	-6,54	9,68	-6,41	3,00	2,50	0,42	-6,12	29
P07	-6,77	13,20	-6,31	12,00	11,50	2,69	-4,08	223
P08	-6,78	24,45	-5,45	6,00	5,50	2,35	-4,42	103
P14	-6,60	4,97	-5,93	5,00	4,50	0,39	-6,20	-27
P18	-7,12	14,68	-5,80	8,00	7,50	1,93	-5,19	61
P19	-5,88	14,59	-5,15	5,00	4,50	1,15	-4,73	42
P20	-6,30	17,28	-5,33	5,00	4,50	1,36	-4,94	39
P29	-18,24	59,74	-3,30	15,00	14,50	15,45	-2,79	51
P33	-4,66	4,06	-3,21	6,00	5,50	0,39	-4,27	-106
P35	-1,65	9,25	-3,28	4,00	3,50	0,57	-1,08	220
P40	-7,80	1,99	-7,61	5,00	4,50	0,16	-7,64	-3
P43	-4,17	2,40	-2,46	10,00	9,50	0,40	-3,77	-131

Tabelle 5.5: Berechnung der Emergenz- und Submergenzwerte in cm/Jahr (2007-2008).

Gletscherdynamik der Pasterze 2007 bis 2008

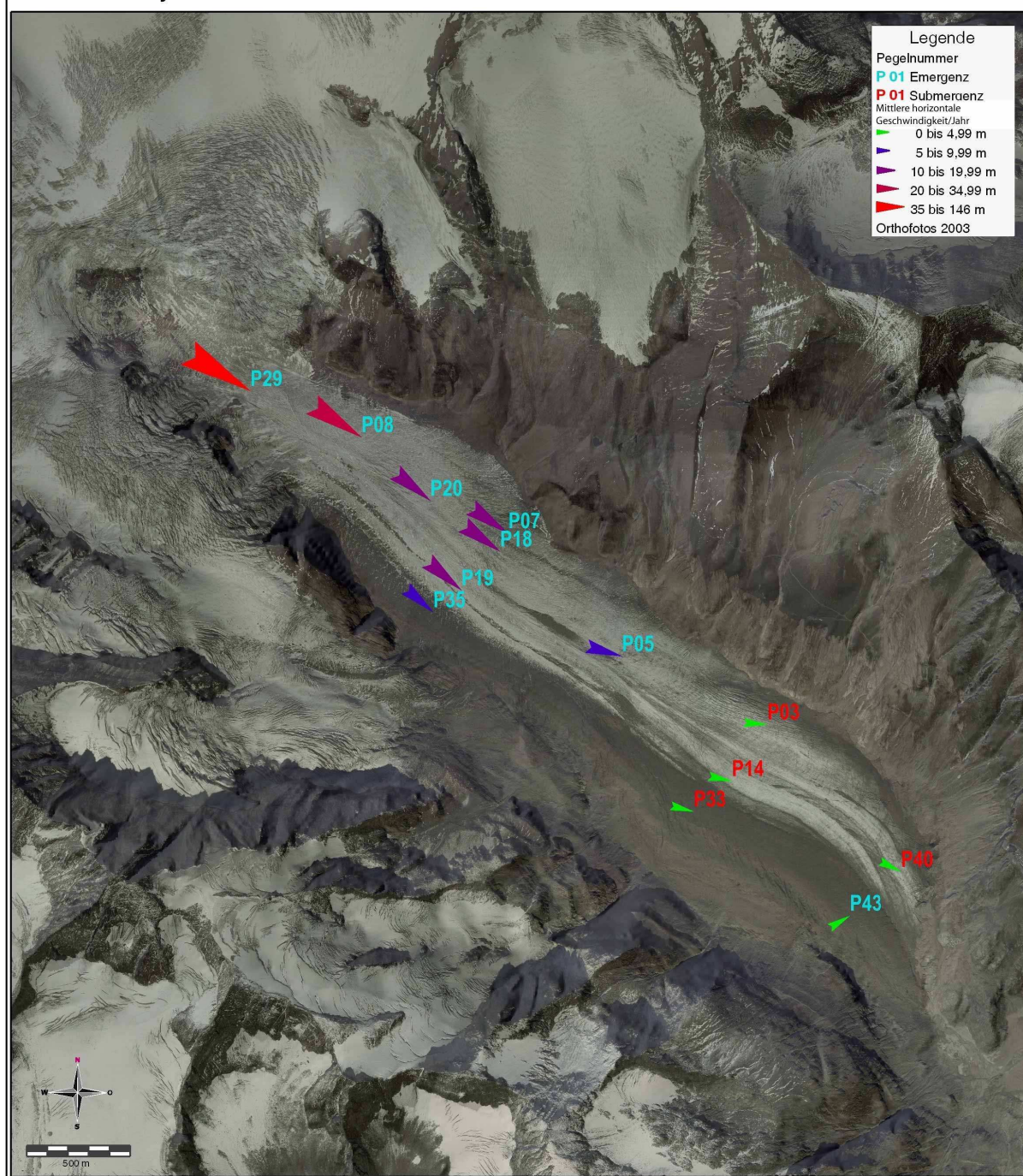


Abbildung 5.22: Die Gletscherdynamik der Pasterze (2007-2008).

Berechnung Emergenz 2008/2009								
Pegel	Veränd. Vertikal/Jahr gem. (m)	Veränd Horizont/Jahr (m)	Ablation (m)	Hang- neigungs- klasse (α)	Hang- neigung (α)	Veränd. Vertikal/Jahr (m)	dz (m)	Emergenz/ Submergenz (cm)
P01	-6,73	4,22	-8,08	4,00	3,50	0,26	-6,47	161
P04	-9,50	6,31	-7,27	6,00	5,50	0,61	-8,89	-162
P05	-7,02	8,53	-6,90	3,00	2,50	0,37	-6,64	26
P06	-10,96	7,47	-5,81	7,00	6,50	0,85	-10,11	-430
P07	-6,47	10,39	-5,87	13,00	12,50	2,30	-4,16	171
P08	-6,39	21,88	-5,51	6,00	5,50	2,11	-4,28	123
P09	-7,67	25,56	-3,95	6,00	5,50	2,46	-5,21	-126
P10	-10,40	31,84	-6,01	10,00	9,50	5,33	-5,08	93
P11	-9,16	15,08	-4,73	6,00	5,50	1,45	-7,71	-298
P12	-10,23	12,65	-9,08	4,00	3,50	0,77	-9,45	-37
P14	-6,33	3,99	-6,76	5,00	4,50	0,31	-6,01	75
P15	-6,26	8,28	-6,63	5,00	4,50	0,65	-5,60	103
P16	-10,60	9,90	-6,37	9,00	8,50	1,48	-9,12	-275
P17	-8,15	10,56	-6,26	4,00	3,50	0,65	-7,51	-125
P18	-6,80	13,17	-5,73	8,00	7,50	1,73	-5,07	66
P23	-9,63	25,52	-5,75	7,00	6,50	2,91	-6,73	-98
P26	-8,80	13,97	-6,59	5,00	4,50	1,10	-7,70	-111
P27	-8,57	17,80	-4,13	5,00	4,50	1,40	-7,16	-303
P29	-15,86	51,57	-3,15	13,00	12,50	11,43	-4,43	-128
P32	-5,09	2,43	-3,53	6,00	5,50	0,23	-4,86	-133
P33	-3,97	3,49	-3,11	6,00	5,50	0,34	-3,64	-53
P34	-6,24	10,46	-3,19	8,00	7,50	1,38	-4,86	-167
P35	-6,99	10,05	-3,78	4,00	3,50	0,61	-6,38	-260
P38	-8,58	4,31	-6,04	6,00	5,50	0,42	-8,16	-212
P39	-8,50	3,36	-4,39	6,00	5,50	0,32	-8,18	-379
P40	-7,80	1,99	-7,13	5,00	4,50	0,16	-7,64	-51
P42	-5,85	6,06	-3,41	22,00	21,50	2,39	-3,46	-5
P43	-4,08	1,96	-3,41	10,00	9,50	0,33	-3,75	-34

Tabelle 5.6: Berechnung der Emergenz- und Submergenzwerte in cm/Jahr (2008-2009).

Gletscherdynamik der Pasterze 2008 bis 2009

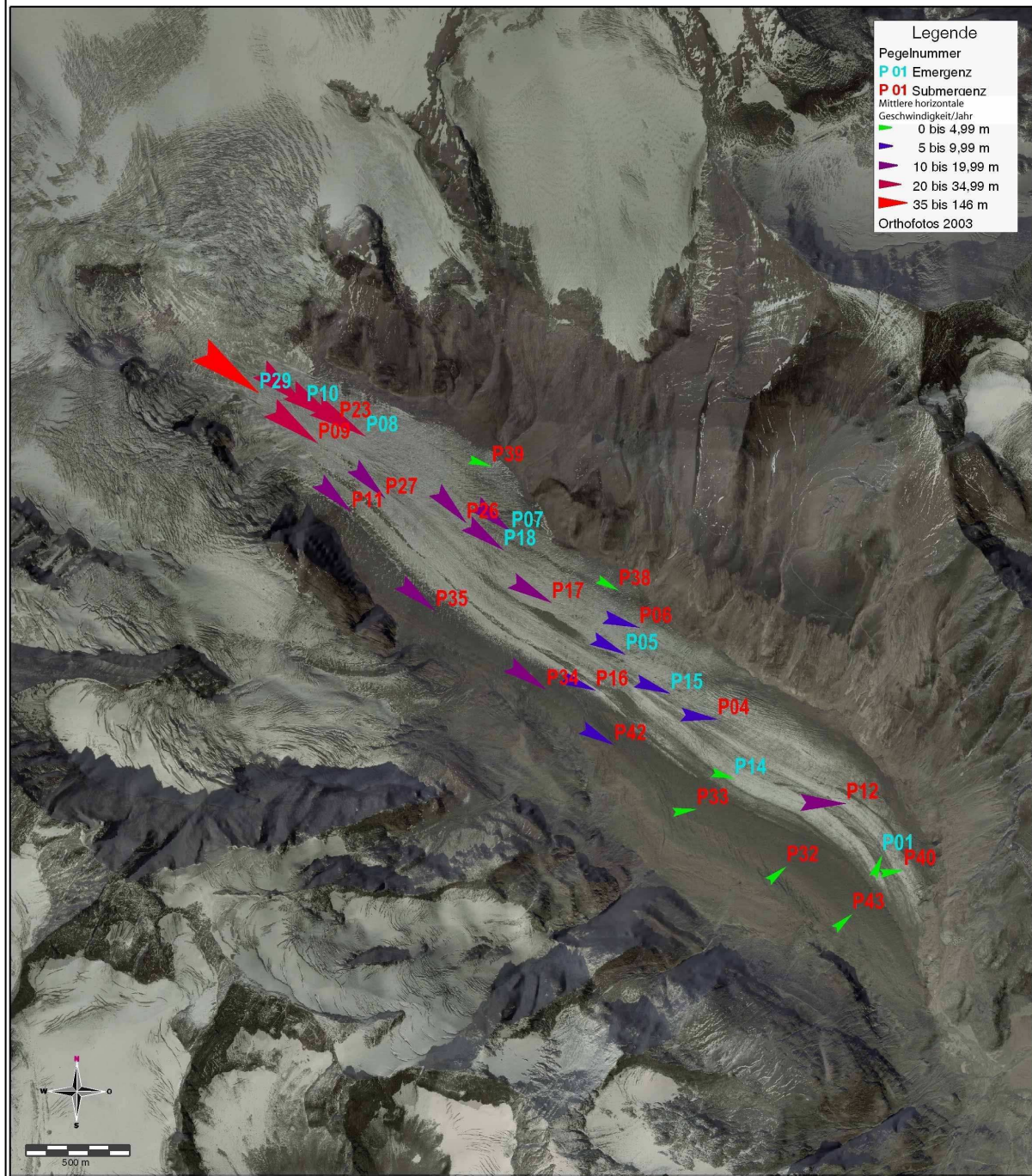


Abbildung 5.23: Die Gletscherdynamik der Pasterze (2008-2009).

Berechnung Emergenz 2009/2010								
Pegel	Veränd. Vertikal/Jahr gem. (m)	Veränd Horizont/Jahr (m)	Ablation (m)	Hang- neigungs- klasse (α)	Hang- neigung (α)	Veränd. Vertikal/Jahr (m)	dz (m)	Emergenz/ Submergenz (cm)
P01	-7,16	0,52	-7,91	4,00	3,50	0,03	-7,12	79
P03	-9,04	3,58	-6,26	7,00	6,50	0,41	-8,63	-237
P04	-6,69	5,23	-7,08	6,00	5,50	0,50	-6,19	89
P05	-5,66	8,35	-6,45	3,00	2,50	0,36	-5,30	115
P06	-7,14	6,32	-6,50	7,00	6,50	0,72	-6,42	8
P07	-6,47	10,39	-5,84	15,00	14,50	2,69	-3,78	206
P08	-6,09	22,66	-5,79	6,00	5,50	2,18	-3,91	188
P09	-5,36	23,28	-4,80	3,00	2,50	1,02	-4,34	46
P10	-7,36	29,75	-5,45	11,00	10,50	5,51	-1,84	361
P11	-4,69	13,34	-3,62	7,00	6,50	1,52	-3,17	45
P12	-8,79	2,42	-8,64	4,00	3,50	0,15	-8,64	0
P13	-6,83	3,82	-7,34	7,00	6,50	0,43	-6,40	94
P14	-6,53	5,27	-7,40	5,00	4,50	0,41	-6,12	128
P15	-6,16	8,17	-6,43	5,00	4,50	0,64	-5,52	91
P16	-5,99	8,50	-6,09	9,00	8,50	1,27	-4,72	137
P17	-5,22	9,91	-6,07	4,00	3,50	0,61	-4,62	145
P18	-5,47	12,94	-5,73	8,00	7,50	1,70	-3,77	196
P19	-5,63	12,71	-5,48	5,00	4,50	1,00	-4,63	85
P20	-5,36	15,53	-5,63	5,00	4,50	1,22	-4,14	149
P21	-5,77	17,49	-5,56	5,00	4,50	1,38	-4,40	116
P22	-5,73	14,71	-5,45	8,00	7,50	1,94	-3,79	166
P23	-6,66	23,44	-5,81	6,00	5,50	2,26	-4,40	141
P25	-9,31	34,55	-4,53	10,00	9,50	5,78	-3,52	101
P26	-5,65	13,03	-6,34	5,00	4,50	1,03	-4,63	171
P27	-5,03	17,05	-6,41	5,00	4,50	1,34	-3,69	272
P28	-5,64	1,52	-7,02	7,00	6,50	0,17	-5,46	156
P29	-14,24	44,41	-3,93	12,00	11,50	9,04	-5,20	-127
P30	-3,30	16,70	-1,96	7,00	6,50	1,90	-1,40	56
P31	-7,06	2,53	-8,42	5,00	4,50	0,20	-6,86	156
P32	-4,59	2,96	-3,15	7,00	6,50	0,34	-4,25	-110
P33	-5,41	4,31	-3,26	6,00	5,50	0,42	-4,99	-173
P34	-5,73	9,11	-3,56	8,00	7,50	1,20	-4,53	-97
P35	-4,18	8,99	-3,00	4,00	3,50	0,55	-3,63	-63
P36	-6,51	0,42	-8,52	4,00	3,50	0,03	-6,48	204
P37	-2,09	13,95	-4,82	11,00	10,50	2,58	0,50	532
P38	-5,56	4,21	-5,81	6,00	5,50	0,41	-5,15	66
P39	-4,29	3,44	-3,71	7,00	6,50	0,39	-3,89	-18
P42	-4,50	5,65	-2,96	22,00	21,50	2,23	-2,28	68
P43	-3,81	1,69	-3,14	10,00	9,50	0,28	-3,53	-39
P44	-3,26	0,29	-3,40	10,00	9,50	0,05	-3,21	19

Tabelle 5.7: Berechnung der Emergenz- und Submergenzwerte in cm/Jahr (2009-2010).

(Die Gelbe Markierung zeigt die hohen Negativwerte an der Seelandlinie.)

Gletscherdynamik der Pasterze 2009 bis 2010

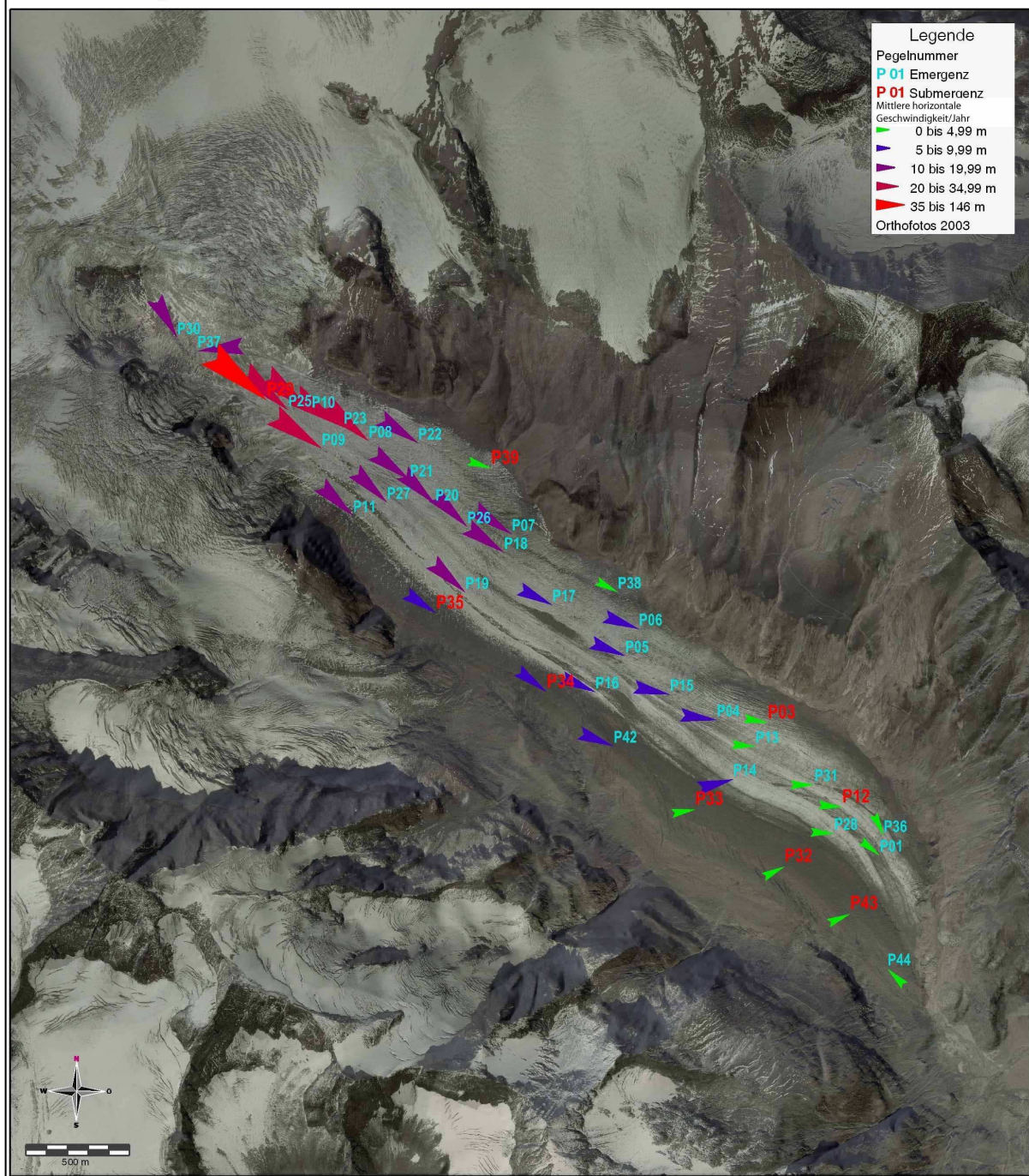


Abbildung 5.24: Die Gletscherdynamik der Pasterze (2009-2010).

Auf allen Karten ist erkennbar, dass die horizontale Geschwindigkeit mit sinkender Seehöhe abnimmt und vom Gletscherrand zur Mittellinie hin zunimmt. Vor allem im Schuttbereich (orographisch rechts, Pegel 32-35 und Pegel 43 und 44), aber auch auf der restlichen Gletscherzunge verteilt kommt es immer wieder zu Submergenzbewegungen.

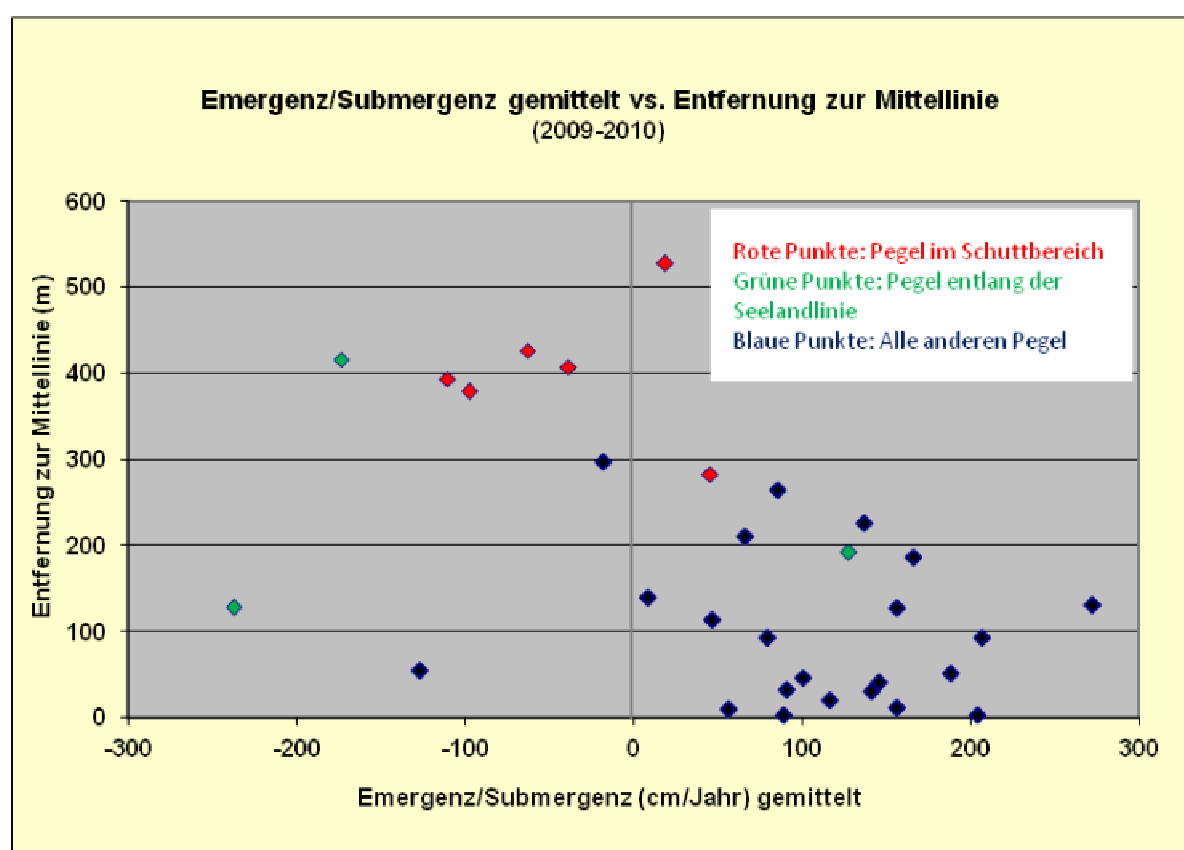


Abbildung 5.25: Emergenz und Submergenz gemittelt in Relation zur jeweiligen Entfernung zur Mittellinie (2009-2010).

Betrachtet man die Messperiode 2009-2010 genauer, so erhält man folgendes Bild (siehe Abbildung 5.25): Die Pegel im Schuttbereich weisen sowohl Emergenz- als auch Submergenzbewegungen auf. Dies gilt ebenso für die Pegel entlang der Seelandlinie. Die restlichen Pegel haben in dieser Periode eher eine Emergenzbewegung zu verzeichnen. Die Entwicklung der vertikalen Geschwindigkeit auf der Seelandlinie wird in Tabelle 5.8 nochmals separat betrachtet. Vor allem Pegel 03 und Pegel 33 (beide in Richtung Gletscherrand) haben die höchsten Negativwerte. Eine Tabelle im Anhang gibt eine Übersicht der horizontalen und vertikalen Geschwindigkeit einzelner Perioden und Pegel.

Emergenz/Submergenz an der Seelandlinie (cm/Jahr)					
Pegel	2005/2006	2006/2007	2007/2008	2008/2009	2009/2010
P03		-295	-132		-237
P13					94
P14	298	-13	-27	75	128
P33	-71	-95	-106	-53	-173

Tabelle 5.8: Die Entwicklung der Emergenz und Submergenzgeschwindigkeit an der Seelandlinie (2005-2010).

5.4. Ergebnisse der Steinreihen der Uni Graz

Die Ergebnisse der Steinreihen der Uni Graz wurden als Übersicht bereits im Kapitel 3 dargestellt. Ein Vergleich mit den Ergebnissen dieser Arbeit wird in Kapitel 7 (Interpretation der Ergebnisse) stattfinden.

5.5. Ergebnisse der Kontinuierlichen Messungen mit GPS-Loggern

Die zwei folgenden Darstellungen repräsentieren ein erstes Ergebnis zur Veranschaulichung der Auswertung der GPS Logger im Zeitraum 10. 2010 – 10. 2011.

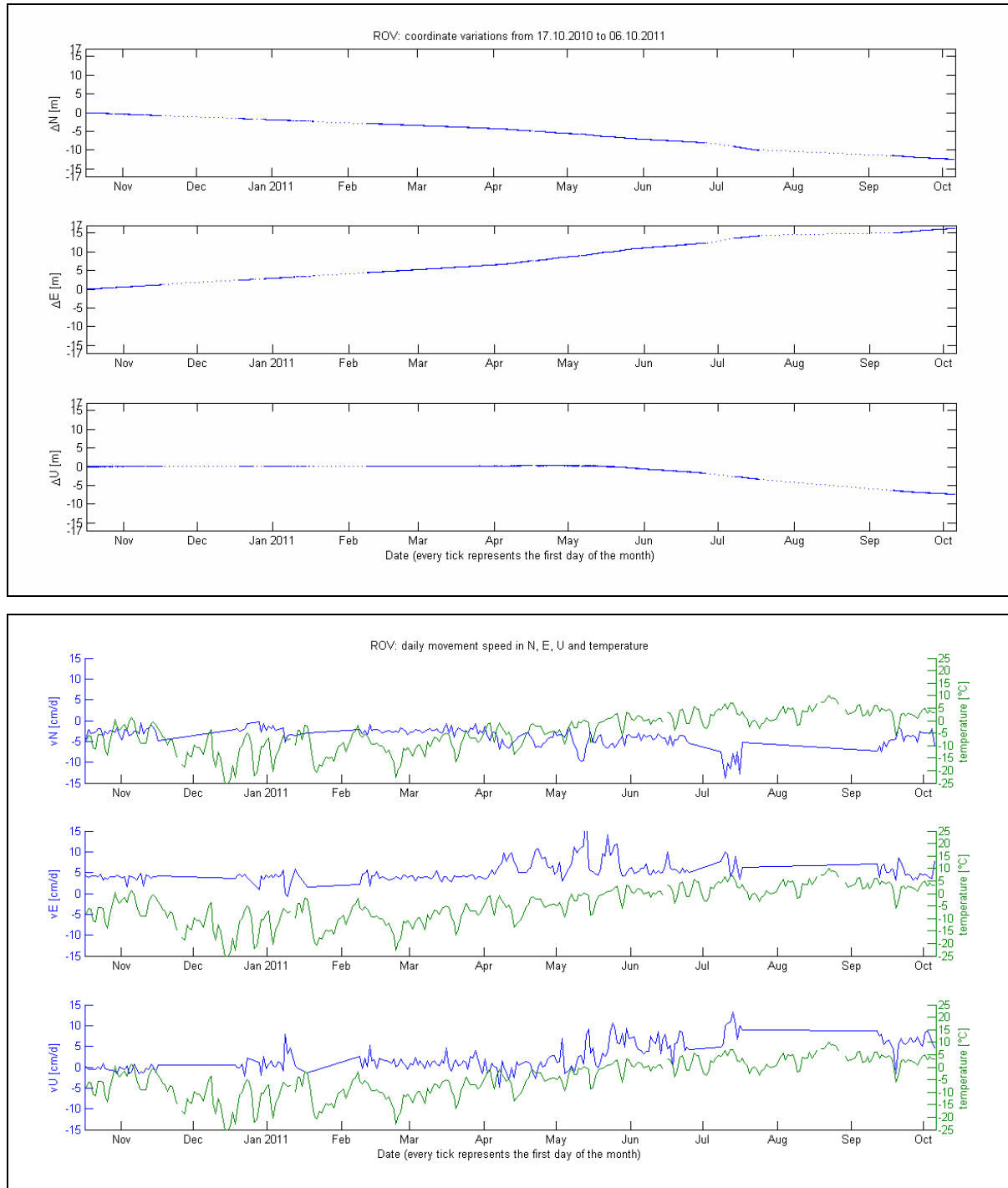


Abbildung 5.26: Erste Ergebnisse der Auswertung der GPS Logger auf der Pasterze (10. 2010 – 10. 2011); (N=north, E=east, U=up) (Weger 2012).

In Abbildung 5.26 wird die Roverbewegung im Zeitraum 17.10.2010 bis 06.10.2011 gezeigt. Die Obere Graphik zeigt die Bewegungsrichtungen Norden/Osten (horizontale Bewegung) und Aufwärts (Vertikale Bewegung) im Untersuchungszeitraum. Einige längere Datenausfälle sind zu beobachten: Im Dezember 2010 bzw. Februar 2011 gab es Probleme mit der Referenzstation bzw. mit dem Rover. Für die Datenausfälle Ende Juni bis Anfang Juli bzw.

Mitte Juli bis Anfang September ist ein Umsturz des Rovers verantwortlich. Abb. ... stellt die mittlere tägliche Bewegungsgeschwindigkeit und die mittlere, tägliche Temperatur dar. Die Datenausfälle sind hier an den geraden Unterbrechungslinien erkennbar. Die Temperaturdaten der Gletscheroberfläche wurden erhoben, um eine mögliche Korrelation mit der Gletscherbewegung zu eruieren.

6. Unsicherheiten

Unterschiedliche Unsicherheiten können Einfluss auf die Ergebnisse dieser Arbeit ausüben. Dies beginnt bereits bei den Ausgangsdaten. Gibt es hier Unsicherheiten, so setzen sich diese im Ergebnis der Arbeit fort. Weiters entstehen in der Datenaufbereitung und Datenanalyse Quellen von Unsicherheiten.

6.1. Ablationsmessungen

Die externen Daten der Ablationsmessungen beziehen sich auf den Zeitraum 2005-2009 der ZAMG Wien bzw. 1903-2010 der Steinreihen der Uni Graz. Prinzipiell wurden unterschiedliche Methoden der Messung angewendet. Daraus entsteht schon eine große Unsicherheit beim Vergleich der Ergebnisse. Außerdem können durch unterschiedliche Personen unterschiedliche Interpretationen in der Messung entstehen (z.B. bei der Messung der tatsächlichen Tiefe der Pegelstange). Beim Notieren der Messwerte kann es ebenso jederzeit zu Fehlern kommen. Die Methode der ZAMG Wien ist dieselbe, die bei den eigenen Feldarbeiten angewendet wurde. Unsicherheiten gibt es hier vor allem aus folgenden Gründen: Zwischen den einzelnen Messungen kann es dazu kommen, dass ein Ablationspegel ausapert bzw. umfällt oder durch die schnelle Gletscherbewegung umbricht. Dies versucht man generell zu vermeiden, indem man früh genug einen Pegel nachbohrt. Kommt es dennoch dazu, so kann man sich dem bisherigen Zustand nur so weit wie möglich annähern, indem man die Pegelstange in das bereits bestehende Loch einbohrt. Ist dies nicht möglich, so sollte der Standortwechsel so gut wie möglich dokumentiert sein. Dies war in der vergangenen Zeit aus diversen Gründen nicht immer der Fall. Bei den Ergebnissen schlägt sich das in Ausreißern nieder.

6.2. DGPS Messungen der Fließgeschwindigkeit

Die Problematik bei den Ablationsmessungen ist hier genau dieselbe, da an den jeweiligen Pegelstandorten und zu denselben Zeitpunkten Messungen abgenommen wurden. Weiters kommt die Unsicherheit eines möglichen Fehlers bei der GPS Messung dazu.

6.2.1. Horizontale Fließgeschwindigkeit

Die Ergebnisse der Horizontalen Fließgeschwindigkeit sind das Produkt von eigenen Berechnungen, die auf teilweise interpolierten bzw. gemittelten Daten beruhen. Dazu kommt, dass es Pegelstationen auf der Gletscherzunge gibt, die im Laufe der Zeit, hauptsächlich aufgrund vermehrter Spaltenbildung, immer schlechter zu erreichen sind. Dies betrifft vor allem die Pegel im oberen Bereich, nahe dem Hufeisenbruch bzw. hinter dem kleinen Burgstall. Demnach gibt es für diese Pegel relativ wenige verlässliche Messergebnisse.

6.2.2. Emergenz- und Submergenzgeschwindigkeit

Die Ergebnisse der Emergenz- und Submergenzgeschwindigkeit sind, ebenso wie die Ergebnisse der Horizontalen Geschwindigkeiten, das Produkt von eigenen Berechnungen, die auf teilweise interpolierten bzw. gemittelten Daten beruhen. Die Ergebnisse der tatsächlichen Geschwindigkeit werden anhand von teilweise unsicheren Ausgangsdaten erzielt. Vor allem der Wert der Hangneigung, welcher im ArcGis abgenommen wurde, kann nur als Annäherung gesehen werden, da einerseits das Geländemodell zu ungenau ist und andererseits die kurzfristigen zeitlichen Schwankungen nicht berücksichtigt werden können.

6.3. Sonstige Unsicherheiten

Die Einflüsse des Klimas bzw. der Witterungsbedingungen werden in dieser Arbeit eher marginal ausgearbeitet. Trotzdem sollte erwähnt werden, dass die Witterungsdaten vom östlich gelegenen Observatorium Hoher Sonnblick stammen bzw. von der westlich gelegenen Rudolphshütte. Auf lokale Bedingungen und Spezifika kann daher nicht Rücksicht genommen werden.

6.4. Fazit

Generell kann man sagen, je älter die Messungen, desto unsicherer müssen die Ergebnisse eingeschätzt werden. Die größten Unsicherheiten sind aber grundsätzlich aufgrund der Komplexität der Gletscherbewegung zu erwarten. Da es sich hier um eigene Berechnungen und Darstellungsformen handelt, muss man von Ungenauigkeiten und Rechenfehlern ausgehen. Da die Messungen im Laufe der Zeit von unterschiedlichen Personen abgenommen wurden kann man davon ausgehen, dass es ebenfalls zu unterschiedlichen Interpretationen gekommen ist bzw. Daten einfach falsch notiert wurden. Man sollte also mit einer Summe an Unsicherheiten rechnen, die bei der Interpretation der Ergebnisse in Betracht gezogen werden müssen.

7. Interpretation der Ergebnisse

Unter Bezugnahme auf die formulierten Hypothesen dieser Arbeit sollen in diesem Kapitel die erhaltenen Ergebnisse subjektiv interpretiert und diskutiert werden.

7.1. Vergleich der Massenbilanzdaten mit der Entwicklung der horizontalen Geschwindigkeit

Zu Beginn soll nur ein kurzer Vergleich mit dem Witterungsverlauf der beiden Ablationsperioden 2009 und 2010 gezogen werden. Im April und Mai 2009 bzw. ab dem Juli 2009 war es deutlich kälter als im langjährigen Durchschnitt. Im Sommer 2010 dagegen war die Temperatur eher über dem langjährigen Mittel. Überdurchschnittlich warm war der November 2009 und der Frühling und Sommer 2010, wobei der Juli 2010 am Sonnblick 3°C wärmer war als die Klimanormalperiode. Die höchsten Niederschlagssummen im Messjahr 2009/2010 gab es gegen Ende des Haushaltsjahres. Die Niederschläge am Gipfel des Hohen Sonnblicks erzielten im März und Juni die höchsten Werte, auf der Rojacherhütte dagegen erst im August.

Abbildung 7.1 zeigt die Zeitreihe der Massenbilanz der Pasterze (rote Linie) im Vergleich zum Goldbergkees, Wurtenkees und Fleißkees am Sonnblick. In der Periode 2008-2009

erkennt man bei allen Zeitreihen einen etwas verringerten Rückzug. Dies kann durchaus mit den Temperaturen dieser Periode in Zusammenhang gestellt werden.

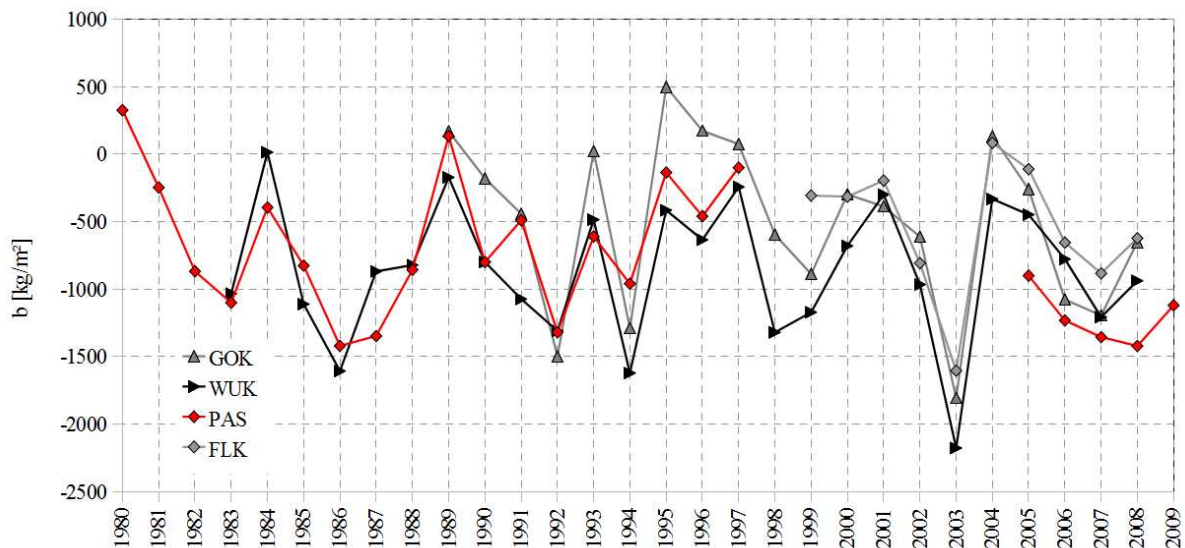


Abbildung 7.1: Zeitreihe der Massenbilanz der Pasterze (PAS) im Vergleich zu Goldbergkees (GOK), Wurtenkees (WUK) und Fleißkees (FLK) (2008-2009) (Schöner et al. 2010).

7.2. Die horizontale Fließgeschwindigkeit

Aufgrund der hohen Menge an ausgewerteten Pegeln (hier: 40 Stück) ist eine Detailaussage aus Abbildung 5.9 schwer ableitbar. In Summe lässt sich jedoch ein leichter Abwärtstrend in der Fließgeschwindigkeit erkennen. Dieser Abwärtstrend könnte auf einen generellen Rückgang der Gletscherzunge hinweisen.

Für die Periode 2008/2009 in Abbildung 5.4 (8 Pegel der Mittellinie) bzw. Abbildung 5.7 (4 Pegel der Seelandlinie) gilt: Pegel 12 und 13 sind klare Ausreißer. Da beide Pegel in dieser Zeit einen neuen Standort erhielten, und dies nicht ausreichend dokumentiert werden konnte, sind diese 2 Werte jedoch nicht aussagekräftig und nicht für eine Interpretation heranzuziehen! In der Beobachtung der Mittellinie ist ebenfalls ein leichter Abwärtstrend sichtbar. Auf der Seelandlinie zeigt sich ein leichtes Einknicken der Fließgeschwindigkeit in der Periode 2008/2009, bzw. ein leichter Anstieg in der Periode 2009/2010. Dies könnte auf den eher kälteren Sommer 2009 und den eher wärmeren Sommer 2010 zurückzuführen sein.

Die Karten der Gletscherdynamik in den Ergebnissen der Emergenz- und Submergenzgeschwindigkeit zeigen ein schönes Bild: Sie bestätigen zum einen die Interpretationen im vergangenen Kapitel. Dies ist schön an den Pfeilen und ihrer Verteilung auf der Gletscherzunge erkennbar. Deutlich sind auch die Fließlinien entlang des Strömungsfeldes der Gletscherzunge und die Reduktion der horizontalen Fließgeschwindigkeit gegen Ende der Gletscherzunge. Ein direkter Bezug zur Hangneigung konnte nicht hergestellt werden. Die Pegel mit der geringsten Geschwindigkeit (P43, P44) weisen eine relativ hohe Hangneigung auf. Die ist allerdings verständlich, da sie befinden sich im Schuttbereich befinden. Die Pegel mit der höchsten Geschwindigkeit weisen wiederum eine hohe Hangneigung auf und befinden sich, wie zu erwarten, im obersten Bereich der Gletscherzunge: P25, P23, P10, P29 und P37.

7.3. Emergenz- bzw. Submergenzgeschwindigkeit

Wie zu erwarten zeigt sich am Diagramm der Vertikalbewegung (ohne Hangneigung) aller Perioden gesamt, dass in den höher gelegenen Bereichen die Gesamt-Höhenänderung viel höher ausfällt als in niederen Bereichen der Gletscherzunge. Ebenso war es auch zu erwarten, dass die positiven (netto) Vertikalbewegungen eher im unteren Ablationsbereich zu finden sind. Insgesamt ist in der vertikalen Veränderung kein deutliches Bild erkennbar.

Die Karten der Gletscherdynamik geben zu erkennen, dass es, nicht wie laut Theorie zu erwarten im Ablationsgebiet nur zu Emergenzbewegungen kommt, sondern dass es auch zu erheblichen Submergenzbewegungen kommt. Dies trifft vor allem im oberen Zungenbereich und im Bereich der Seelandlinie zu. Betrachtet man die Seelandlinie, so ist zu erkennen, dass es hier in einigen Perioden zu einem hohen Anteil zu Submergenzbewegungen kommt (siehe 2006-2007, 2007-2008). Vor allem die Randnahen Pegel weisen hohe negative Beträge auf (siehe Karte der Gletscherdynamik 2009-2010: Die Werte von P03 und P33 sind in der zugehörigen Tabelle gelb markiert). Diese Absenkungen können auf die großen Hohlraumentstehungen zurückzuführen sein, die sich in den letzten Jahren rapide entwickelt haben. Schön ist aber auch im Verlauf der Karten zu erkennen, wie sich die Emergenz- bzw. Submergenzbewegungen von Jahr zu Jahr vom Positiven ins Negative ändern können, vor allem im Bereich der Seelandlinie. Die Periode 2008-2009 erhält eher eine Sonderposition: hier kommt es im Bereich der gesamten Gletscherzunge großteils zu Submergenzbewegungen. Es könnte sein, dass dies auf den Wechsel von wärmeren Perioden und kälteren Perioden, vor allem zwischen März und September, zurückzuführen ist. Eine mögliche Vermutung wäre eine rapide Entstehung großer Hohlräume in einer wärmeren Periode, die plötzlich einbrechen.

Eine Sortierung der Pegelinformationen nach Hangneigungsklasse zeigt keine deutliche Korrelation zwischen Hangneigung und Emergenz-/Submergenz. Einzig, im Bereich mit größerer Hangneigung herrscht eher Submergenz vor.



Foto 7: Die Pasterze von der Franz-Josephs-Höhe aus gesehen: Gut erkennbar sind die Einbruchstellen auf Höhe der Seelandlinie (Foto: Weyss 2010).

7.4. Diskussion

7.4.1. Allgemeines

Das Interferogramm von Kaufmann et al. (2009), welches in Kapitel 3.3.3 „Messungen der Fließgeschwindigkeit“ dargestellt wurde, zeigt sehr schön, dass die horizontale Fließgeschwindigkeit zur Mittellinie hin zunimmt. Es gibt zwei Bereiche mit Höchstwerten: im oberen Bereich, unterhalb des Hufeisenbruchs und im Bereich etwas oberhalb der Seelandlinie, nahe der Mittellinie. Dies entspricht nicht nur der theoretischen Annahme, es deckt sich auch mit den eigenen Berechnungen: Die höchsten Geschwindigkeitswerte erreicht der Gletscher direkt bei der Mittellinie. Reibungsbedingt verringert sich die horizontale Geschwindigkeit zum Gletscherrand hin. Die Höchstwerte der Hochrechnungen ergeben eine Geschwindigkeit von bis zu 50m/Jahr, mit mittleren Werten von ca. 30m/Jahr. Bedenkt man die leichte Geschwindigkeitsabnahme in den Jahren zwischen 1995 und 2010, so würden die Ergebnisse der maximalen- und mittleren Werte mit den eigenen Ergebnissen durchaus übereinstimmen.

7.4.2. Vergleich mit den langen Zeitreihen der Pasterze

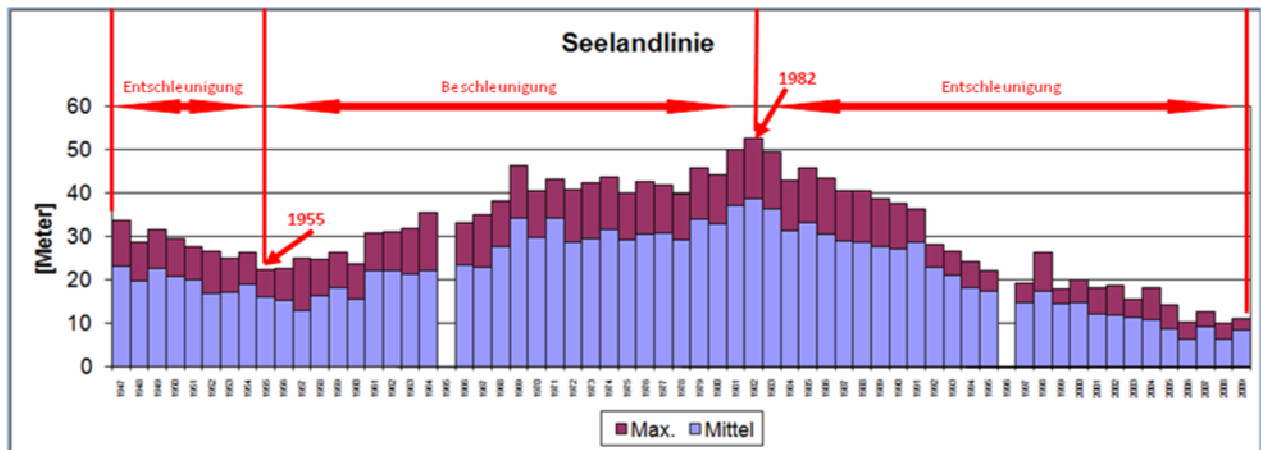


Abbildung 7.2: Der mittlere und maximale Jahresweg der Steine an der Seelandlinie (1947-2007)*(www.unigraz.at).

(*eigene Bearbeitung)

Die Entwicklung des mittleren und maximalen Jahresweges der Steine an der Seelandlinie (Abbildung 7.2) aufgezeichnet durch die Uni Graz, zeigt klare Tendenzen im Laufe der vergangenen 70 Jahre. Seit dem Jahr 1982 kommt es zu einer generellen Entschleunigung. Dies ist wohl auf eine generelle Erwärmung im Sommer und, als Reaktion darauf, den eher rapiden Rückgang der Gletscherzunge der Pasterze zurückzuführen. Dieser Abwärtstrend setzt sich in den drei Jahren darauf fort (siehe Tabelle 7.1). Die Periode 2008/2009 könnte als kleine Ausnahme gesehen werden (siehe auch Abbildung 7.3): In den Berechnungen der Uni Graz kommt es hier zu einer kurzen Beschleunigung.

	Mittel 2002/03	Mittel 2003/04	Mittel 2004/05	Mittel 2005/06	Mittel 2006/07	Mittel 2007/08	Mittel 2008/09	Mittel 2009/10
Seelandlinie	11,4 m (4 Steine)	10,9 m (8 Steine)	8,6 m (9 Steine)	6,2 m (9 Steine)	9,1 m (7 Steine)	6,4 m (8 Steine)	8,4 m (7 Steine)	6,4 m
	Max. 2002/03	Max. 2003/04	Max. 2004/05	Max. 2005/06	Max. 2006/07	Max. 2007/08	Max. 2008/09	Vermutlich richtiger Wert
Seelandlinie	15,4 m (Stein 6)	18,1 m (Stein 8)	14,2 m (Stein 9)	10,3 m (Stein 8)	12,7 m (Stein 9)	10,0 m (Stein 9)	11,0 m (Stein 9)	

Tabelle 7.1: Der mittlere und maximale Jahresweg der Steine an der Seelandlinie (2002-2010)* (www.unigraz.at).

(*eigene Bearbeitung)

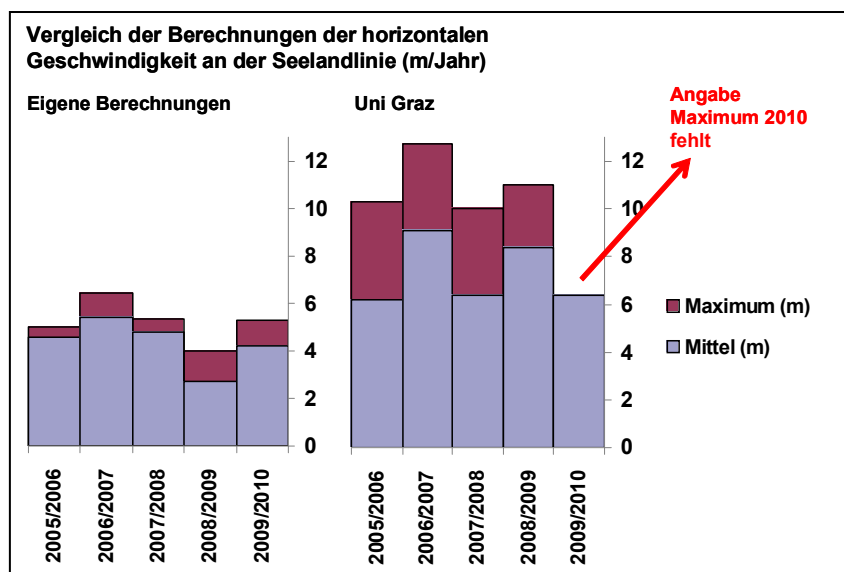


Abbildung 7.3: Vergleich der Berechnungen der horizontalen Geschwindigkeit an der Seelandlinie (m/Jahr)*.

(*eigene Bearbeitung)

Vergleicht man die Ergebnisse der Uni Graz mit den hier vorliegenden Ergebnissen der horizontalen Geschwindigkeit, so ist der Trend der verlangsamten Geschwindigkeit tendenziell erkennbar. Die Messungen der Uni Graz ergeben sowohl im Maximalbereich, als auch in den Mittelwerten höhere Werte als die eigenen Berechnungen. Die eigenen Messungen mit dem DGPS sind eher etwas genauer, als die Beobachtungen der Jahreswege der Steine.

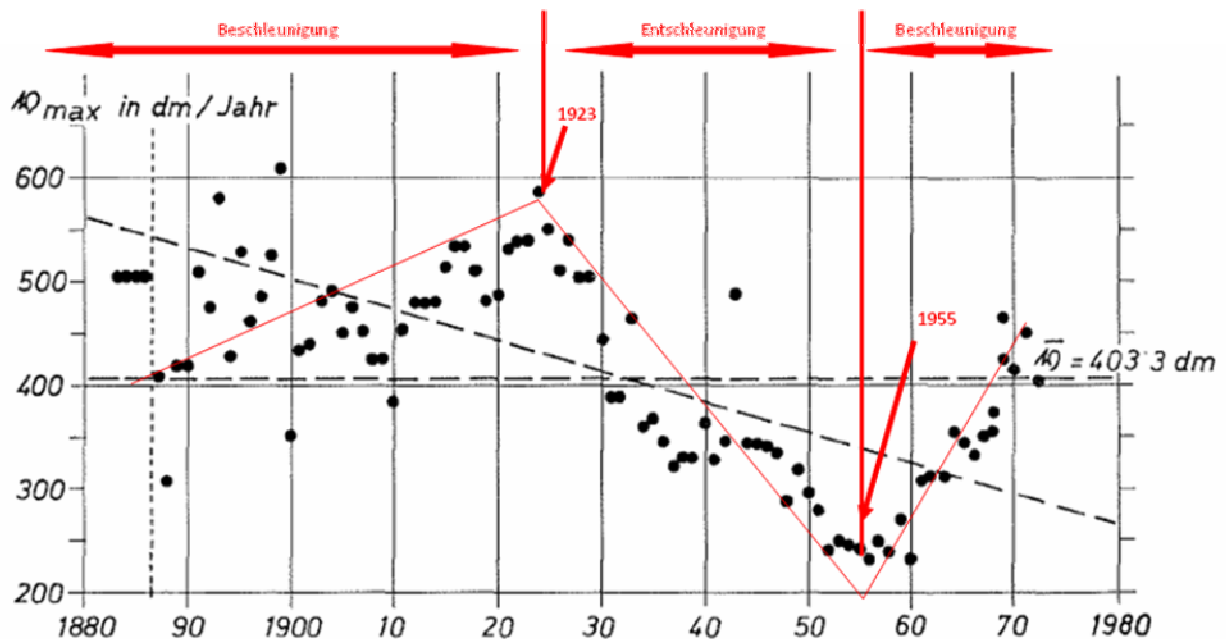


Abbildung 7.4: Die Zeitreihe der Maximalen Fließgeschwindigkeit an der Seelandlinie (1882 – 1973)* (Gangl et al. 1973).

(*eigene Bearbeitung)

Die lange Zeitreihe, beginnend mit den 1880er Jahren bis hin zu den 1980er Jahren zeigt eine ähnlich deutliche Tendenz als oben dargestellt. Die Entschleunigung, die hier vom Jahr 1923 bis hin zum Jahr 1955 klar erkennbar ist, deckt sich zu 100 Prozent mit der Darstellung oben. Bis 1920 ca. gab es einen quasi verringerten Rückzug der Pasterze. Dies ist anhand der Moränen sichtbar. Die Massenbilanz zeigt bis ca. 1955 eine negative Entwicklung. Von 1955 bis 1982 gab es sowohl in der Massenbilanz eine positive Entwicklung und auch wieder eine Phase des abgeschwächten Rückzuges der Gletscherzunge der Pasterze. Seit den frühen 1980er Jahren jedoch ergibt sich wieder eine negative Massenbilanz. Dies ist in der Darstellung der mittleren und maximalen Jahreswege der Steine an der Seelandlinie (Uni Graz) erkennbar. Vergleicht man also die Entwicklung der Massenbilanz mit der Entwicklung der Fließgeschwindigkeit, so stellt man fest, dass die Reaktion der Fließgeschwindigkeit auf eine Veränderung der Massenbilanz eher sofort (d.h. ohne Verzug) geschieht.

Diese sofortige Reaktion könnte man der Meinung Gangls (1973), die im Kapitel 3.3.3 „Messungen der Fließgeschwindigkeit“ kurz erwähnt wird, entgegensetzen: Gangl beobachtet eine mehrjährige Verzögerung der Reaktion der Fließgeschwindigkeit auf eine Phase verstärkten Massenrückzuges. Der von Gangl (1973) angegebene Trend der durchschnittlichen Geschwindigkeitsabnahme von 1882 bis 1973 von ca. 30 cm/Jahr stellt insofern keine sinnvolle Berechnung dar (siehe auch Kapitel 3.3.3 „Messungen der Fließgeschwindigkeit“), als dass es innerhalb des Zeitraumes auf eine Phase der Beschleunigung, eine Phase der Entschleunigung und wiederum eine Phase der Beschleunigung folgte.

7.4.3. Vergleich mit langen Zeitreihen des Hintereisferners

Im Zeitraum zwischen 1894/95 und 1932/33 zeigt der Hintereisferner (Ötztaler Alpen) sein absolutes Maximum in der horizontalen Geschwindigkeit in der Periode 1918/19 mit einer Maximalgeschwindigkeit von 125m/Jahr. Diese rapide Zunahme der horizontalen Geschwindigkeit war am Hintereisferner über den gesamten Gletscher gesehen zu

beobachten. 3 Jahre später ist jedoch die Geschwindigkeit mit 15m/Jahr bereits stark gefallen und erreicht ihren Minimalwert 1932/33 mit 5m/Jahr (Span et al. 1997). Interessant ist hier auch die Periode 63/64 mit einer extrem positiven Massenbilanz, die im Jahr darauf zu einer starken Zunahme der horizontalen Geschwindigkeit führte. Es folgt eine langsame Zunahme der Geschwindigkeit, die ein nächstes Maximum 1977/78 erreicht. Am Hintereisferner erreicht in der Periode 1977/78 nicht nur die horizontale Geschwindigkeit ihr Maximum, sondern auch die Emergenz. Dies führte auch zu einer Zunahme in der Eismächtigkeit (Span et al. 1997). In Abb unten werden die Ergebnisse graphisch aufbereitet dargestellt:

Die mittlere horizontale Geschwindigkeit (m/Jahr) am Hintereisferner: 1894-1994

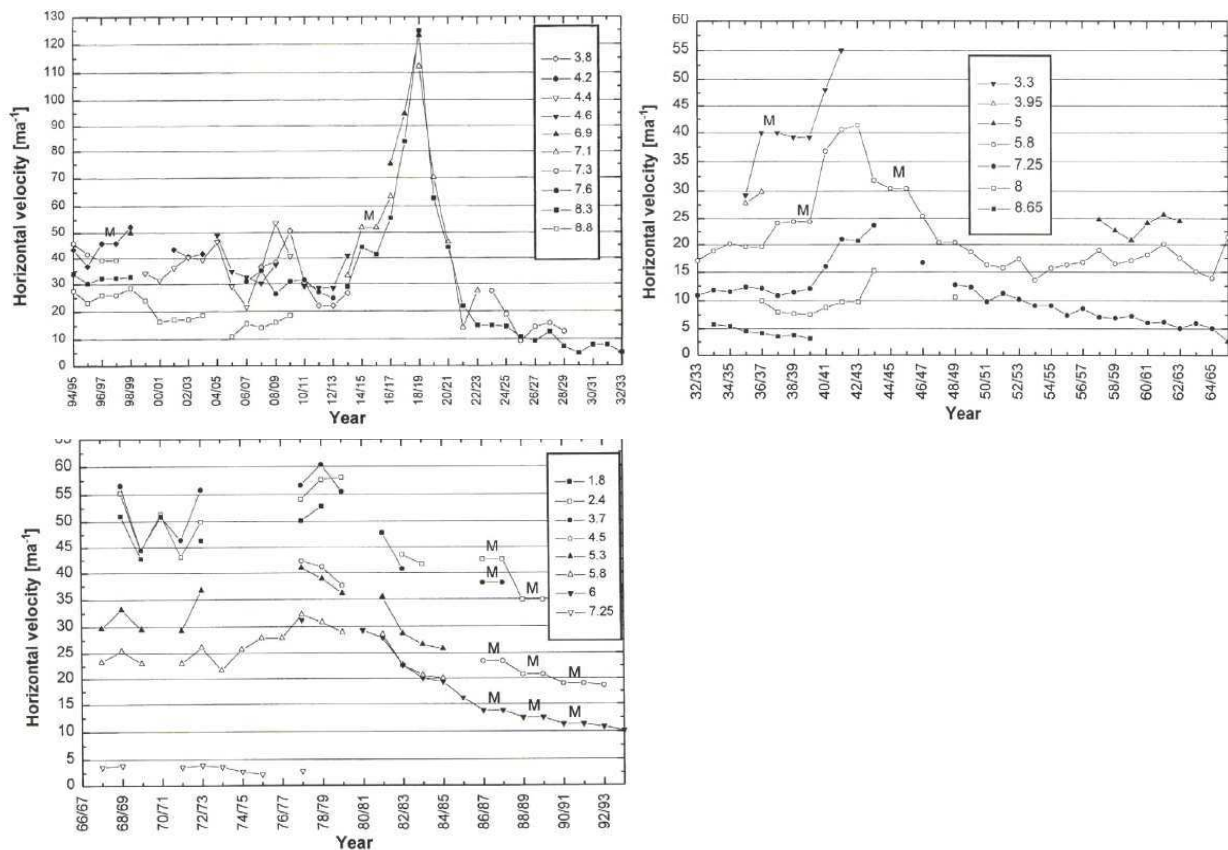


Abbildung 7.5: Die mittlere horizontale Geschwindigkeit (m/Jahr) am Hintereisferner (1894 – 1994) (Span et al. 1997).

Die Ergebnisse der horizontalen Geschwindigkeitsmessungen am Hintereisferner können durchwegs als Bestätigung der Ergebnisse an der Pasterze bzw. der eigenen Berechnungen gesehen werden. Einerseits bestätigen sich die Trends einer Be- und Entschleunigung zu gewissen Zeiträumen auf der langen Zeitreihe. Andererseits finden wir auch hier eine sofortige Reaktion der Gletscherbewegung als Antwort auf eine positive Massenbilanz. Eine Übereinstimmung der Entwicklung der horizontalen Geschwindigkeit mit jener der Emergenz- bzw. Submergenzgeschwindigkeit kann in den eigenen Beobachtungen jedoch nicht gefunden werden.

7.4.4. Vergleich mit den Kontinuierlichen Messungen mit GPS-Loggern

Generell ist zu sagen, dass es leider nicht möglich ist einen direkten Vergleich mit der Periode der Feldarbeiten der Diplomarbeit zu machen, da der Zeitraum 07.2010 – 10.2010 nur als Testlauf der kontinuierlichen Messungen gilt. Die Daten des vergleichbaren Zeitraumes in der darauf folgenden Periode 2011 sind leider aufgrund eines Speicherproblems auch nicht verwendbar.

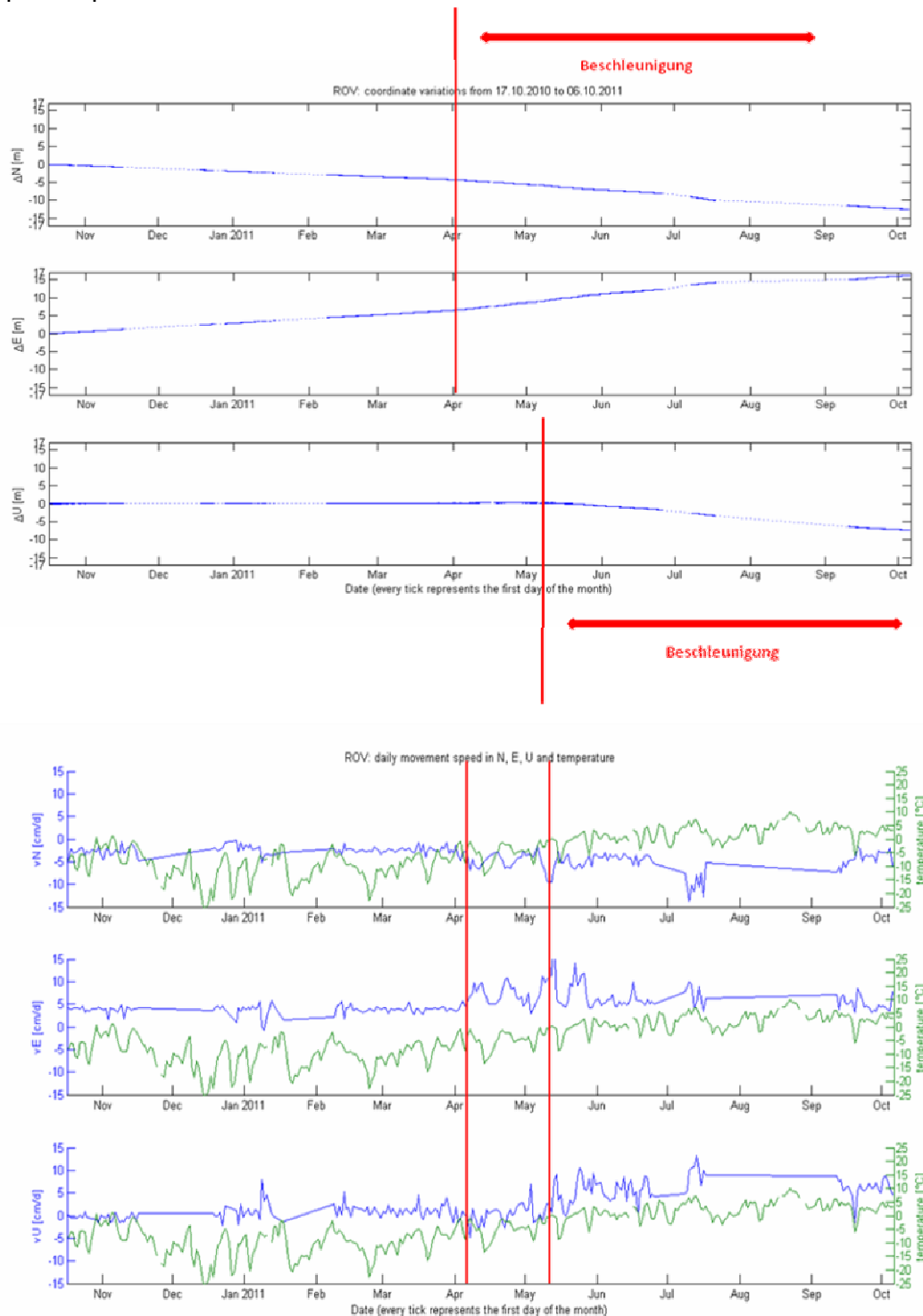


Abbildung 7.6: Erste Ergebnisse der Auswertung der GPS Logger auf der Pasterze (10. 2010 – 10. 2011)* (Weger 2012).

*(Eigene Bearbeitung)

Abbildung 7.6 – obere Graphik: Die horizontale Bewegung (oberster und mittlerer Bereich der Graphik) beginnt kontinuierlich und beschleunigt ca. ab Anfang April (siehe rote Markierung). Die Bewegung geht wie zu erwarten in Richtung Südwesten. Dies scheint der Zeitpunkt zu sein, an dem die Schneeschmelze einsetzt. Zur Vertikalen Bewegung (unterster Bereich der Graphik) ist generell zu sagen, dass diese bis Anfang Mai fast null beträgt. Bis zu diesem Zeitpunkt sind die einzigen Einflussfaktoren auf die vertikale Bewegung die Hangneigung und die Emergenz. Aufgrund der geringen Temperaturen und der gefrorenen Eisoberfläche bzw. Neuschneeeauflage ist der Anteil der Bewegung sehr gering. Die beginnende Ablation ist in der Abbildung auf der untersten Graphik (Vertikalbewegung) sehr gut erkennbar. Die vertikale Bewegung von Anfang Mai bis Anfang Oktober beträgt laut diesen Messungen ca. 7,5m.

Abbildung 7.6 – untere Graphik: Hier scheint der Zeitraum von Anfang April bis Mitte Mai am interessantesten zu sein (rote Markierung). Die Schneeschmelze beginnt im Frühjahr. Die Wasserkanäle beginnen sich zu bilden. Ab April, wenn die intensive Schneeschmelze eingesetzt hat kommt das Wasser an die Basis. Dadurch setzen Beschleunigungs- und Entspannungsprozesse ein. Damit setzen auch die Auf- und Abwärtsbewegungen ein. Ist der Gletscher im Ungleichgewicht, beginnt er zu beschleunigen. Hat sich dann das nötige Wasserabflusskanalnetz gebildet, so setzt Entspannung ein und der Einflussfaktor Wasser für die Auf- und Abwärtsbewegungen fällt weg.

Da in den eigenen Berechnungen keine so detaillierte Ausarbeitung eines kurzen Zeitraumes erfolgt, ist es schwierig Parallelen zu ziehen. Die ersten Ergebnisse der kontinuierlichen Messungen mit GPS-Loggern scheinen jedoch in einer Interpretation nachvollziehbar und können daher als Bestätigung der eigenen Messergebnisse angesehen werden. Deutlich erkennbar ist auch die Gleichzeitigkeit, in welcher Veränderungen in der horizontalen Bewegung und der vertikalen Bewegung zu beobachten sind.

8. Conclusio inkl. Diskussion der Hypothesen

Zwei konkrete Hypothesen wurden für die Arbeit formuliert. Die zwei Hypothesen werden hier nochmals auf ihre Gültigkeit überprüft:

1. *Anhand der Untersuchung der jährlichen bzw. täglichen Variation der Fließgeschwindigkeit durch GPS Logger ist es möglich neue Erkenntnisse in Bezug auf die Oberflächenstruktur und Fließdynamik der Pasterze zu gewinnen*

Um Erkenntnisse über die Oberflächenstruktur und die Fließdynamik eines Gletschers im Allgemeinen und der Pasterze im Speziellen zu erhalten bedarf es auf jeden Fall der Untersuchung der jährlichen Variation der Fließgeschwindigkeit. Das DGPS schafft es nicht nur flächenhafte Informationen zu liefern, sondern auch dreidimensionale Daten in sehr hoher Auflösung zu liefern. Diese Daten geben Auskunft über das Fließverhalten eines Gletschers. Beobachtet man dieses Verhalten über einen längeren Zeitraum, so ist es möglich Rückschlüsse auf die Fließdynamik zu ziehen und deren Einflussfaktoren zu eruieren. Erkenntnisse über die Oberflächenstruktur wurden vor allem anhand einer Berechnung der vertikalen Bewegung generiert. Dies wurde auf der Pasterze in dieser Genauigkeit bisher noch nicht durchgeführt. Die Untersuchungen der täglichen Variation bieten eine Möglichkeit für die Zukunft, die Einflussfaktoren auf das Fließverhalten und die Fließdynamik der Pasterze generell noch besser zu verstehen.

2. *Die Topographie der Eisoberfläche im Ablationsgebiet der Pasterze erlebt aufgrund der derzeitigen Klimaentwicklung eine rasche Änderung.*

Seit den 1980er Jahren ist ein Rückgang der horizontalen Geschwindigkeit auf der Pasterze zu beobachten. Dies ist direkt mit dem starken Rückgang des Gletschers zu verbinden. Speziell im unteren Bereich der Gletscherzunge ist es alleine durch Beobachtungen über einen gewissen Zeitraum möglich, die rasche Veränderung der Topographie mitzuverfolgen. Die Gletscherzunge zieht sich nicht nur rasch zurück, es entstehen auch deutlich sichtbare Zeichen eines Einbruches der Oberfläche. Diese Beobachtungen konnten durch die Berechnungen der Gletscherdynamik der Pasterze bestätigt werden. Der verringerte Eismassenschub aus dem Akkumulationsgebiet zeigt sich nicht nur in der verringerten Geschwindigkeit des Gletschers, sondern auch im Abreißen des Gletschers an den Seitenbereichen nahe dem kleinen Burgstall und in Richtung Hufeisenbruch.

Selbst mit langen Zeitreihen und einer großen Anzahl an unterschiedlichen Daten in hoher Genauigkeit ist also nur eine Annäherung an das Bewegungsverhalten eines Gletschers möglich. Die Dynamik eines Gletschers ist zu komplex und zu vielen Einflüssen ausgeliefert, als dass man sie tatsächlich erfassen könnte.

Die Pasterze ist ein sehr gut erforschter Gletscher, dessen Fließverhalten bereits oftmals untersucht wurde. Durch die Untersuchung der jährlichen bzw. täglichen Variation der Fließgeschwindigkeit durch GPS Logger wurden erstmals Hochauflösende Daten zum Generieren neuer Erkenntnisse in Bezug auf die horizontale und die vertikale Bewegung angewendet. Durch das Projekt „Zukunftsprognose Pasterze“ und die Daten und Ergebnisse dieser Arbeit wird eine hervorragende Basis für weitere Beobachtungen und Untersuchungen an der Pasterze geboten. Die Untersuchung der täglichen Variation bietet zudem eine praktische und vor allem kostengünstige Variante um detaillierteste Daten über die Dynamik des Ablationsgebietes der Pasterze zu erhalten. Selbst in diesem hohen Detaillierungsgrad bleiben die Ergebnisse mit einer großen Unsicherheit behaftet. Die gesamte Bewegung der Eismasse ist nicht nachzuvollziehen. So muss man sich immer die Frage stellen, inwieweit es Sinn macht, in einem Bereich mit so vielen ungeklärten Faktoren so detaillierte Daten zu erfassen.

Es konnte durchwegs bestätigt werden, dass es eine Entwicklung der abnehmenden horizontalen Geschwindigkeit auf der Pasterze gibt. Verglichen mit langen Zeitreihen konnten bisherige Trends bestätigt werden. Eine Reaktion der Fließgeschwindigkeit auf eine veränderte Massenbilanz ist ersichtlich. Ein Zusammenhang der horizontalen mit der vertikalen Bewegung konnte zwar nicht direkt nachgewiesen werden, ist aber anzunehmen. Im obersten Bereich der Gletscherzunge und im unteren Bereich der Gletscherzunge ist eine starke Variation der Vertikalbewegung zu beobachten. Dies deutet auf eine rasche Veränderung der Topographie des Ablationsbereiches der Pasterze hin. Die Ergebnisse dieser Arbeit erlauben keine konkrete Aussage über die Dynamik im Akkumulationsgebiet der Pasterze.

Die Hypothesen konnten zwar bestätigt werden, um jedoch Aussagen in höherem Detaillierungsgrad zu erhalten bedarf es genauerer Beobachtungen über einen längeren Zeitraum. So konnten z.B. wenig Aussagen über den Einfluss und das Verhalten des Schmelzwassers getroffen werden.

9. Perspektiven

Um neue Erkenntnisse über die Bewegungsmuster der Pasterze zu generieren wurde in dieser Arbeit eine Analyse aus Daten von Ablationsmessungen von 5 Perioden kombiniert mit den Messungen der Fließgeschwindigkeit durchgeführt. Dabei wurden in Feldarbeiten Daten generiert und anschließend analysiert. Diese Datengrundlage wurde in einer lesbaren Form aufbereitet um sie als Basis für eine weitere Analyse verwerten zu können.

Eine kartographische Darstellung liefert daher immer die besten Überblicke. Als Zusatz wurden Diagramme erstellt, für diese Um die generierten Daten aussagekräftiger und fokussierter darzustellen wurden Diagramme erstellt. Die Tabellen als zusätzliche Aufzeichnungen dienen einer detaillierten Untersuchung.

In Summe ist es sicherlich empfehlenswert die bestehenden Messungen in dieser Detailliertheit weiterzuführen. Zum einen ist es sinnvoll, gemeinsam mit den Ablationsmessungen die GPS Werte der jeweiligen Position zum jeweiligen Zeitpunkt abzunehmen. Der Mehrgewinn an Information überwiegt deutlich den Mehraufwand an Arbeit. Diese Messungen sollten nicht nur fortgeführt werden, sondern auch weiterhin ausgewertet werden um eine längere Zeitreihe zu erhalten. Zum anderen liefern die ersten Aufzeichnungen einer Implementierung und Anwendung von low cost GPS Loggern viel versprechende Ergebnisse. Als logische Schlussfolgerung sollten die GPS Logger parallel zu den Standardmessungen gewartet werden und ihre Ergebnisse intensiver ausgewertet werden. Erste Schritte in diese Richtung sind bereits durch die Vergabe einer Diplomarbeit an der TU Wien erfolgt. Diese Daten könnten nicht nur einzigartige Aufschlüsse über die Dynamik der Pasterze liefern, sondern auch die österreichischen und europäischen Glaziologie mit beeinflussen, nicht zuletzt deshalb, weil keine teuren Anschaffungen nötig sind.

Eine mögliche weiterführende Analyse an der Pasterze wäre eine spezifische 3D Auswertung der GPS Daten. Würde dies über einen längeren Zeitraum in detaillierter Form durchgeführt, so könnte man noch bessere und anschaulichere Aufschlüsse über die Bewegung der Pasterze erhalten. Sowohl Wissenschaft als auch Wirtschaft sind sehr an den Prognosen in Bezug auf die Pasterze interessiert.

Mögliche weiterführende Projekte in Richtung Fließdynamik an der Pasterze könnten auch eine detailliertere Untersuchung und Beobachtung des Schmelzwassers inkludieren. Noch relativ wenig ist über den Wasserdruck und seine Einflüsse bekannt.

Abbildungsverzeichnis

ABBILDUNG 2.1: DIE VERTIKALE VERTEILUNG DER TEMPERATUR EINES TEMPERIERTEN GLETSCHERS (WHITE ET AL. 2004).	2
ABBILDUNG 2.2: KOMPONENTEN DER SPANNUNG (BENN & EVANS 2010). (EIGENE ÜBERSETZUNG)	3
ABBILDUNG 2.3: DIE SCHERSPANNUNG AUF EIN QUADRAT (BENN & EVANS 2010).	4
ABBILDUNG 2.4: DIE GLETSCHERGESCHWINDIGKEIT IST ABHÄNGIG VON DER EISDICKE (HOOKE 2005).	5
ABBILDUNG 2.5: DAS VERHÄLTNISS ZWISCHEN τ UND T (HOOKE 2005; NYE 1952).	5
ABBILDUNG 2.6: DIE EINFLUSSFAKTOREN DER MASSENILANZ (WHITE ET AL. 2004).	7
ABBILDUNG 2.7: DIE GLEICHGEWICHTSLINIE EINES GLETSCHERS (WHITE ET AL. 2004).	7
ABBILDUNG 2.8: DARSTELLUNG DES „SUPERIMPOSED ICE“ (HOOKE 2005).	8
ABBILDUNG 2.9: DER JAHRESVERLAUF EINER MASSENILANZ (WHITE ET AL. 2004).	9
ABBILDUNG 2.10: DIE NETTOMASSENILANZ AM BEISPIEL DES HINTEREISFERNERS (HOOKE 2005).	10
ABBILDUNG 2.11: SCHEMATISCHE DARSTELLUNG DER GLETSCHERBEWEGUNG (WHITE ET AL. 2004).	11
ABBILDUNG 2.12: AUSDEHNUNG UND ZUSAMMENZIEHEN DES GLETSCHERS (WHITE ET AL. 2004).	12
ABBILDUNG 2.13: DIE BASALE SCHUBSPANNUNG (PATERSON 1994).	15
ABBILDUNG 2.14: EIN TALGLETSCHER VEREINFACHT ALS HALBKREIS (HOOKE 2005).	16
ABBILDUNG 2.15: QUERSCHNITT EINES TALGLETSCHERS (HOOKE 2005).	16
ABBILDUNG 2.16: DIE UNTERSCHIEDE IN DER HORIZONTALEN GESCHWINDIGKEIT (HOOKE 2005).	17
ABBILDUNG 2.17: DIE VARIATION DER VERTIKALEN GESCHWINDIGKEIT (HOOKE 2005).	18
ABBILDUNG 2.18: DIE BERECHNUNG DER EMERGENZ BZW. SUBMERGENZ) IM AKKUMULATIONS- BZW. ABLATIONSBEREICH (FISCHER ET AL. 2011).	18
ABBILDUNG 2.19: DIE SUBMERGENZGESCHWINDIGKEIT – LINKS, DIE EMERGENZGESCHWINDIGKEIT – RECHTS (HOOKE 2005).	19
ABBILDUNG 2.20: FINSTERWALDERS KONZEPT DER FLIEßLINIEN (KUHN 2010).	20
ABBILDUNG 2.21: QUERPROFILE EINES TALGLETSCHERS (HOOKE 2005).	21
ABBILDUNG 2.22: DAS VERTIKALE GESCHWINDIGKEITSFELD DES TALGLETSCHERS (HOOKE 2005).	22
ABBILDUNG 2.23: BESTIMMUNG DER SIGNALLAUFEIT (WWW.U-BLOX.COM).	25
ABBILDUNG 2.24: SCHNITTPUNKTE DER SATELLITEN (WWW.U-BLOX.COM).	26
ABBILDUNG 2.25: DAS RTK VERFAHREN (WWW.RUGGEDBITS.WORDPRESS.COM).	28
ABBILDUNG 2.26: DER HUFEBENBRUCH VOM AKKUMULATIONSGBEIT AUS GESEHEN (FOTO: WEYSS, 2010).	28
ABBILDUNG 3.1: LAGE DES UNTERSUCHUNGSGBEITES (ROTER RAHMEN GROSß) IM VERHÄLTNISS ZU RUDOLFSHÜTTE UND HOHER SONNBLICK (WWW.AMAP.AT).	29
ABBILDUNG 3.2: DIE PASTERZE IN BLAUER UMRANDUNG. (ORTHOFOFO 2003).	30
ABBILDUNG 3.3: DAS LÄNGSPROFIL DER PASTERZE (GSPURNING 2004).	30
ABBILDUNG 3.4: DER GLETSCHERHÖHENSCHWUND SEIT DEM HOCHSTAND UM 1850 (SULZER & LIEB 2009).	31
ABBILDUNG 3.5: MONATSMITTEL DER TEMPERATUR IM UNTERSUCHUNGSJAHR 2009/2010 DER HOCHGBIRGSSTATIONEN SONNBLICK (3106M) UND RUDOLFSHÜTTE (2315M); ABWEICHUNGEN DIESER MITTEL VOM LANGJÄHRIGEN MITTEL 1961-90 (SCHÖNER ET AL. 2010).	32
ABBILDUNG 3.6: MONATSWERTE DES NIEDERSCHLAGES IM BEREICH GOLDBERGKEES UND ABWEICHUNGEN VOM MITTEL (1961-90) (SCHÖNER ET AL. 2010).	33
ABBILDUNG 3.7: AKTUELLER STAND DER ABLATIONSPEGEL-MESSPUNKTE FÜR DEN MASSENHAUSHALT 2009/2010 (SCHÖNER ET AL. 2010).	35
ABBILDUNG 3.8: HÖHENVERTEILUNG DER MITTLEREN SPEZIFISCHEN MASSENILANZ DES HAUSHALTSJAHRES 2009/10 (LINKS) SOWIE MIT GESAMTEN INTERPOLATIONSPUNKTEN (RECHTS) (SCHÖNER ET AL. 2010).	36
ABBILDUNG 3.9: DIE RESULTATE DER MASSENILANZMESSUNGEN 2009/2010 DER ZAMG IM PROJEKT „ZUKUNFTSPROGNOSE PASTERZE“ (SCHÖNER ET AL. 2010).	37
ABBILDUNG 3.10: STEINREIHEN MESSPUNKTE DER UNI GRAZ (WWW.UNIGRAZ.AT).	38
ABBILDUNG 3.11: DIE GLETSCHERUHR BEIM ELISABETHFELSEN IM GLOCKNERGBEIT (AUFNAHME UM 1920-1935) (WWW.BILDARCHIVAUSTRIA.AT).	39

ABBILDUNG 3.12: DIE ZEITREIHE DER MAXIMALEN FLIEßGESCHWINDIGKEIT AN DER SEELANDLINIE (1882 – 1973). (GANGL ET AL. 1973).	40
ABBILDUNG 3.13: DER MITTLERE UND MAXIMALE JAHRESWEG DER STEINE AN DER SEELANDLINIE (1947-2009) (WWW.UNIGRAZ.AT) ...	41
ABBILDUNG 3.14: DIE BERECHNETE MITTLERE HORIZONTALE JAHRESFLIEßGESCHWINDIGKEIT DER PASTERZE ABGELEITET AUS DEM EINTÄGIGEN ERS–1/2 INTERFEROGRAMM FÜR DEN ZEITRAUM 20.8.1995–21.8.1995 (KAUFMANN ET AL., IN: (SULZER & LIEB 2009)).	43
ABBILDUNG 5.1: DAS ABLATIONSGBEIT DER PASTERZE MIT DEN NUMMERIERTEN ABLATIONSPEGELN 2010.	50
ABBILDUNG 5.2: ABSCHMELZBETRÄGE DER EINZELNEN ABLATIONSPEGEL IN ABHÄNGIGKEIT DER SEEHÖHE FÜR DAS HAUSHALTSJAHR 2009/2010 (SCHÖNER ET AL. 2010).	51
ABBILDUNG 5.3: DIE MITTLERE HORIZONTALE FLIEßGESCHWINDIGKEIT ALLER PEGEL 2005-2010.	54
ABBILDUNG 5.4: DIE MITTLERE HORIZONTALE FLIEßGESCHWINDIGKEIT DER PEGEL AN DER MITTELLINIE 2005 – 2010.	55
ABBILDUNG 5.5: DIE LAGE DER PEGEL 36, 12, 13, 05, 18, 20 UND 10 AUF DER MITTELLINIE IN ROTEN KREISEN MARKIERT (HINTERGRUND: DIGITALE KARTE ÖSTERREICHISCHER ALPENVEREIN).	55
ABBILDUNG 5.6: LAGE DER PEGEL UND VERLAUF DER MITTELLINIE (JULI 2010).	56
ABBILDUNG 5.7: DIE MITTLERE HORIZONTALE FLIEßGESCHWINDIGKEIT DER PEGEL AN DER SEELANDLINIE 2005 – 2010.	57
ABBILDUNG 5.8: DIE LAGE DER PEGEL 3, 13, 14 UND 33 AUF DER SEELANDLINIE, HÖHE HOFMANNSWEG IN ROTER MARKIERUNG (HINTERGRUND: DIGITALE KARTE ÖSTERREICHISCHER ALPENVEREIN).	57
ABBILDUNG 5.9: DIE MITTLERE HORIZONTALE FLIEßGESCHWINDIGKEIT IN RELATION ZUR SEEHÖHE SOMMER 2010 (M/MONAT).	58
ABBILDUNG 5.10: DIE HORIZONTALE GLETSCHERBEWEGUNG IM ZEITRAUM ZWISCHEN 15. JULI UND 15. OKTOBER 2010 (M).	59
ABBILDUNG 5.11: DIE MITTLERE HORIZONTALE FLIEßGESCHWINDIGKEIT IN RELATION ZUR SEEHÖHE (2005 – 2010).	61
ABBILDUNG 5.12: DIE MITTLERE HORIZONTALE FLIEßGESCHWINDIGKEIT IN RELATION ZUR JEWELIGEN ENTFERNUNG ZUR MITTELLINIE (2009 – 2010).	61
ABBILDUNG 5.13: ÜBERBLICK DER DREI QUERPROFILE UND DER MITTELLINIE ENTLANG DER PASTERZENZUNGE.	62
ABBILDUNG 5.14 UND ABBILDUNG 5.15: PROFIL SEELANDLINIE UND PROFIL MITTE.	63
ABBILDUNG 5.16: PROFIL OBERER ZUNGENBEREICH.	63
ABBILDUNG 5.17: DAS LÄNGSPROFIL ENTLANG DER MITTELLINIE, ABLATIONSBEREICH DER PASTERZE.	63
ABBILDUNG 5.18: DIE VERTIKALE VERÄNDERUNG 2009-2010 - OHNE SCHUTTTEIL.	65
ABBILDUNG 5.19: DIE VERTIKALE VERÄNDERUNG 2009-2010 - SCHUTTBEDECKTER TEIL.	66
ABBILDUNG 5.20: DIE GLETSCHERDYNAMIK DER PASTERZE (2005-2006).	68
ABBILDUNG 5.21: DIE GLETSCHERDYNAMIK DER PASTERZE (2006-2007).	70
ABBILDUNG 5.22: DIE GLETSCHERDYNAMIK DER PASTERZE (2007-2008).	72
ABBILDUNG 5.23: DIE GLETSCHERDYNAMIK DER PASTERZE (2008-2009).	74
ABBILDUNG 5.24: DIE GLETSCHERDYNAMIK DER PASTERZE (2009-2010).	76
ABBILDUNG 5.25: EMERGENZ UND SUBMERGENZ GEMITTELT IN RELATION ZUR JEWELIGEN ENTFERNUNG ZUR MITTELLINIE (2009- 2010).	77
ABBILDUNG 5.26: ERSTE ERGEBNISSE DER AUSWERTUNG DER GPS LOGGER AUF DER PASTERZE (10. 2010 – 10. 2011); (N=NORTH, E=EAST, U=UP) (WEGER 2012).	78
ABBILDUNG 7.1: ZEITREIHE DER MASSENBILANZ DER PASTERZE (PAS) IM VERGLEICH ZU GOLDBERGKEES (GOK), WURTENKEES (WUK) UND FLEIßKEES (FLK) (2008-2009) (SCHÖNER ET AL. 2010).	81
ABBILDUNG 7.2: DER MITTLERE UND MAXIMALE JAHRESWEG DER STEINE AN DER SEELANDLINIE (1947-2007)*(WWW.UNIGRAZ.AT).	83
ABBILDUNG 7.3: VERGLEICH DER BERECHNUNGEN DER HORIZONTALEN GESCHWINDIGKEIT AN DER SEELANDLINIE (M/JAHR)*.	84
ABBILDUNG 7.4: DIE ZEITREIHE DER MAXIMALEN FLIEßGESCHWINDIGKEIT AN DER SEELANDLINIE (1882 – 1973)* (GANGL ET AL. 1973).	85
ABBILDUNG 7.5: DIE MITTLERE HORIZONTALE GESCHWINDIGKEIT (M/JAHR) AM HINTEREISFERNER (1894 – 1994) (SPAN ET AL. 1997).	86
ABBILDUNG 7.6: ERSTE ERGEBNISSE DER AUSWERTUNG DER GPS LOGGER AUF DER PASTERZE (10. 2010 – 10. 2011)* (WEGER 2012).	87

Tabellenverzeichnis

TABELLE 2.1: MÖGLICHE FEHLERQUELLEN BEI DER VERMESSUNG MIT GPS (WWW.U-BLOX.COM).	27
TABELLE 3.1: LÄNGEN-, FLÄCHEN UND VOLUMENSÄNDERUNGEN DER PASTERZE (LIEB & SLUPETZKY 2004).	31
TABELLE 3.2: GEOGRAPHISCHER VERGLEICH DES SONNBLICK OBSERVATORIUMS UND DER RUDOLFSHÜTTE.	32
TABELLE 3.3: ERGEBNISSE DER MASSENILANZ FÜR DAS HAUSHALTSJAHR 2009/10 (SCHÖNER ET AL. 2010).	37
TABELLE 3.4: ERGEBNISSE DER MESSUNGEN DER GLETSCHERUHR VOM 19. BIS 20. AUGUST 1938 (FINDENEKG 1939).	39
TABELLE 3.5: DIE BEWEGUNG DER PASTERZE ZWISCHEN 1927 UND 1938 AN DER SEELANDLINIE (FINDENEKG 1939).	40
TABELLE 3.6: JAHRESWEGE AN DEN STEINLINIEN, MITTELWERTE 2002 – 2009 (WWW.UNIGRAZ.AT).	41
TABELLE 3.7: JAHRESWEGE AN DEN STEINLINIEN, MAXIMALWERTE 2010 (WWW.ALPENVEREIN.AT).	42
TABELLE 3.8: JAHRESWEGE AN DEN STEINLINIEN, MAXIMALWERTE 2002 – 2009 (WWW.UNIGRAZ.AT).	42
TABELLE 4.1: FELDARBEITEN PASTERZE 2010.	47
TABELLE 5.1: DIE ABLATION AN DEN EINZELNEN PEGELN (PEGELNR.) UND BEI DEN GPS LOGGERN FÜR DAS HAUSHALTSJAHR 2009 (ABL 09) UND 2010 (ABL 10) UND ANGABE DER PEGELABLESUNGEN IM SOMMER 2010.	53
TABELLE 5.2: DIE HORIZONTALE GLETSCHERBEWEGUNG IM ZEITRAUM ZWISCHEN 15. JULI UND 15. OKTOBER 2010 (M/MONAT), SORTIERT NACH GESCHWINDIGKEIT INKL. ANGABE DER HANGNEIGUNG.	60
TABELLE 5.3: BERECHNUNG DER EMERGENZ- UND SUBMERGENZWerte IN CM/JAHR (2005-2006).	67
TABELLE 5.4: BERECHNUNG DER EMERGENZ- UND SUBMERGENZWerte IN CM/JAHR (2006-2007).	69
TABELLE 5.5: BERECHNUNG DER EMERGENZ- UND SUBMERGENZWerte IN CM/JAHR (2007-2008).	71
TABELLE 5.6: BERECHNUNG DER EMERGENZ- UND SUBMERGENZWerte IN CM/JAHR (2008-2009).	73
TABELLE 5.7: BERECHNUNG DER EMERGENZ- UND SUBMERGENZWerte IN CM/JAHR (2009-2010).	75
TABELLE 5.8: DIE ENTWICKLUNG DER EMERGENZ UND SUBMERGENZGE-	77
TABELLE 7.1: DER MITTLERE UND MAXIMALE JAHRESWEG DER STEINE AN DER SEELANDLINIE (2002-2010)* (WWW.UNIGRAZ.AT).	84

Formelverzeichnis

FORMEL 2.1: DER SPANNUNGSTENSOR DES EISES (HOOKE 2005).	4
FORMEL 2.2: DIE DEFORMATION DES EISES (HOOKE 2005).	4
FORMEL 2.3: DAS FLIEßGESETZ VON GLEN (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).	6
FORMEL 2.4: DIE FAKTOREN DER MASSENILANZ (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).	6
FORMEL 2.5: DIE ERRECHNUNG DER SPEZIFISCHEN NETTOBILANZ (HOOKE 2005).	9
FORMEL 2.6: DIE NETTOBILANZ DER GESAMTEN GLETSCHEROBERFLÄCHE (HOOKE 2005).	10
FORMEL 2.7: DIE SCHUBSPANNUNG DES GLETSCHEREISES (ZEPP 2004).	13
FORMEL 2.8: DIE BEWEGUNGSGLEICHUNG I (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).	14
FORMEL 2.9: DIE BEWEGUNGSGLEICHUNG II (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).	15
FORMEL 2.10: DIE BASALE SCHUBSPANNUNG (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).	15
FORMEL 2.11: DER WIDERSTAND EINES TALGLETSCHERS - ANNÄHERUNG (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).	16
FORMEL 2.12: DER WIDERSTAND EINES TALGLETSCHERS (HOOKE 2005).	16
FORMEL 2.13: ZUSAMMENHANG DER GESCHWINDIGKEITEN DES GLETSCHERS UND DER NETTOMASSENILANZ (HOOKE 2005).	19
FORMEL 2.14: GLEITGESETZ VON HANSON ET AL. (HANSON ET AL. 1998).	23

Literaturverzeichnis

- Anderson R. S., Anderson S. P., MacGregor K. R., Waddington E. D., O'Neel S., Riihimäki C. A. und Liso M. G. (2004) Strong feedbacks between hydrology and sliding of a small alpine glacier. *Journal of Geophysical Research* 109(doi:10.1029/2004JF000120).
- Bachmann R. C. (1978) *Gletscher der Alpen*, Hallwag Verlag. Bern und Stuttgart
- Bauer M. (1994) *Vermessung und Ortung mit Satelliten - NAVSTAR-GPS und andere satellitengestützte Navigationssysteme*, Wichmann. Heidelberg
- Baumgartner A. und Liebscher H.-J. (1996) *Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie*, Borntraeger. Berlin
- Benn D. I. und Evans D. J. A. (2010) *Glaciers & Glaciation*, Hodder Education. London
- Bindschadler R. A. und Scambos T. A. (1991) Satellite-image-derived velocity field of an Antarctic ice stream. *Science* 252(5003): 242-246.
- Busch P. (1986) *Geomorphologie*, Ferdinand Schöningh. Paderborn
- Duval P. (1978) Anelastic Behaviour of Polycrystalline ice. *Journal of Glaciology* 21(85): 621-628.
- Findenegg I. D. (1939) Naturwissenschaftliche Beiträge zur Heimatkunde Kärntens. *Mitteilungen des Vereines Naturkundliches Landesmuseum für Kärnten* 129. Jahrgang.
- Fischer A., Schneider H., Merkel G. und Sailer R. (2011) Comparison of direct and geodetic mass balances on an annual time scale. *The Cryosphere Discuss.* 5: 565-604.
- Gangl G., Skoda G. und Wallner F. J. (1973). Verhalten und Eisvolumen der Pasterze (Glocknergruppe) in Beziehung zu den klimatischen Bedingungen, *Vortrag, gehalten während der IX. Internationalen Polartagung*. München.
- Gspurning J. (2004) Volumen- und Flächenänderungen an der Pasterze von 1981 bis 2000. *Carinthia II* 194./114. Jahrgang: 463-472.
- Hanson B., Hooke R. L. und Grace E. M. (1998) Short-term velocity and water-pressure variations down-glacier from a riegel, Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology* 44(147): 359-367.
- Hodge S. M. (1974) Variations in the sliding of a temperate glacier. *Journal of Glaciology* 13(69): 349-369.
- Hoinkes H. (1970) Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* VI: 37-90.
- Hooke R. L. (1981) Flow law for polycrystalline ice in glaciers: comparison of theoretical predictions, laboratory data, and field measurements. . *Reviews of Geophysics and Space Physics* 19(4): 664-672.
- Hooke R. L. (2005) *Principles of Glacier Mechanics*, Cambridge University Press. Cambridge
- Hooke R. L., Brzozowski J. und Brongers C. (1983) Seasonal variations in surface velocity, Storglaciären, Sweden *Geografiska Annaler* 65a(3-4): 263-277.

- Hooke R. L., Pohjola V. A., Jansson P. und Kohler J. (1992) Intra-seasonal changes in deformation profiles revealed by borehole studies, Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology* 38(130): 348-358.
- Hunziker J. (2009). *Online GPS für Permafrost Monitoring*. ETH, Zürich.
- Hutter K. (1983) *Theoretical Glaciology*, D. Reidel Publishing Company. Dordrecht
- IACS (2011) Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms. IACS (Working Group on Mass-balance Terminology and Methods of the International Association of Cryospheric Sciences).
- Iken A. und Bindenschadler R. A. (1986) Combined measurements of subglacial water pressure and surface velocity of Findelengletscher, Switzerland: Conclusions about drainage system and sliding mechanism. *Journal of Glaciology* 32(110): 101-119.
- Iken A. und Truffer M. (1997) The relationship between subglacial water pressure and velocity of Findelengletscher, Switzerland, during its advance and retreat. *Journal of Glaciology* 43(144): 328-338.
- Kaplan E. D. und Hegarty C. (2006) Understanding GPS: principles and applications.
- Krobath M. (2003) Gletscherschwund. *Wasserland Steiermark* 3/2003: 18-23.
- Kuhn M. (2010) The formation and dynamics of glaciers. In: Pellikka P. und Rees G. (Hrsg.), *Remote Sensing of Glaciers - Techniques for topographic, spatial and thematic mapping of glaciers* CRC Press/Balkema.
- Lieb G. K. (2009). *Gletschermessungen an der Pasterze und in deren Umgebung (Glocknergruppe) im Jahr 2009*. Graz: Institut für Geographie und Raumforschung der Universität Graz.
- Lieb G. K. und Slupetzky H. (2004). Gletscherweg Pasterze, *Naturkundlicher Führer zum Nationalpark Hohe Tauern* (Vol. 2).
- National Research Council (1995) *Airborne Geophysics and Precise Positioning*, National Academy Press. Washington, D.C.
- Nye J. F. (1952) The mechanics of Glacier Flow. *igs journal* 02(012): 82-93.
- Paschinger V. (1951) *Des Glockners Eisgefülle: ein Volksbuch von der Pasterze*, Kärntner Druck- und Verlags- GesmbH Klagenfurt
- Paterson W. S. B. (1994) *The Physics of Glaciers*, Elsevier Science. Oxford
- Pellikka P. und Rees G. (2010a) Glacier parameters monitored using remote sensing. In: Pellikka P. und Rees G. (Hrsg.), *Remote Sensing of Glaciers - Techniques for topographic, spatial and thematic mapping of glaciers* CRC Press/Balkema.
- Pellikka P. und Rees G. (Hrsg.). (2010b). *Remote Sensing of Glaciers - Techniques for topographic, spatial and thematic mapping of glaciers*. Leiden: CRC Press/Balkema.
- Schöner W., Hynek B., Kroisleitner C. und Weyss G. (2008) *Projekt Zukunftsprognose Pasterze: Massenhaushalt 07/08 der Pasterze*, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Abteilung Klimatologie. Wien

- Schöner W.,Hynek B.,Binder D.,Weyss G. und Springer C. (2009) *Projekt Zukunftsprognose Pasterze: Massenhaushalt 08/09 der Pasterze*, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Abteilung Klimatologie.Wien
- Schöner W.,Hynek B.,Binder D.,Weyss G.,Springer C. und Reisenhofer S. (2010) *Projekt Zukunftsprognose Pasterze: Massenhaushalt 09/10 der Pasterze*, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Abteilung Klimatologie.Wien
- Schweizer J. und Iken A. (1992) The role of bed separation and friction in sliding over an undeformable bed. *Journal of Glaciology* 38(128): 77-92.
- Seaberg S. Z.,Seaberg J. L.,Hooke R. L. und Wiberg D. W. (1988) Character of the englacial and subglacial drainage system in the lower part of the ablation area of Storglaciären, Sweden, as revealed by dye-trace studies. *Journal of Glaciology* 34(117): 217-227.
- Skoda G. (1970) Die Bestimmung der Massenbilanz temperierter Gletscher. *Wetter und Leben* 23(1-2): 15-22.
- Span N.,Kuhn M. H. und Schneider H. (1997) 100 years of ice dynamics of Hintereisferner, Central Alps, Austria, 1894-1994. *Annals of Glaciology*.
- Sugiyama S. und Gudmundsson G. H. (2004) Short-term variations in glacier flow controlled by subglacial water pressure at Lauteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland *Journal of Glaciology* 50(170): 353-362.
- Sulzer W. und Lieb G. K. (2009) Die Gletscher im Wandel der Zeit - Gletschermonitoring am Beispiel der Pasterze. *Vermessung & Geoinformation* 3/2009.
- Sunil P. S.,Reddy C. D.,Ponraj M.,Dhar A. und Jayapaul D. (2007) GPS determination of the velocity and strain-rate fields on Schirmacher Glacier, central Dronning Maud Land, Antarctica. *Journal of Glaciology* 53(183): 558-564.
- UniGraz, (18. August 2012). www.youtube.com/watch?v=flto4bzeCVI
- Weger S. (2012). *Ableitung subtäglicher Variationen der Gletscherfließgeschwindigkeit aus kontinuierlichen GPS Einfrequenzmessungen (Diplomarbeit)*. Technische Universität Wien / Ingenieurgeodäsie, Wien.
- White I. D.,Mottershead D. N. und Harrison S. J. (2004) *Environmental Systems, An introductory text*, Routledge.London
- www.alpenverein.at, (18. August 2012).
http://www.alpenverein.at/portal_wAssets/z_alt/portal/Service/Downloads/Presseausendungen_2011/Downloads/Gletscherbericht_09_10.pdf
- www.amap.at, (18. August 2012). www.amap.at
- www.bildarchivaustria.at, (18. August 2012).
http://www.bildarchivaustria.at/Pages/ImageDetail.aspx?p_iBildID=12536319
- www.kowoma.de, (18. August 2012). <http://www.kowoma.de/gps/Fehlerquellen.htm>
- www.leica-geosystems.com, (18. August 2012). www.leica-geosystems.com
- www.ruggedbits.wordpress.com, (18. August 2012).
<http://ruggedbits.wordpress.com/2007/10/19/waas-egnos-rtcm-rtk-and-a-sea-of-acronyms/>

www.sat-nav.de, (18. August 2012). http://www.sat-nav.de/gps_differential_gps.html

www.swisseduc.ch, (18. August 2012).

http://www.swisseduc.ch/glaciers/earth_icy_planet/glaciers02-de.html

www.u-blox.com, (18. August 2012).

http://www.akrempf.com/geohome/gps_doku/GPS_Grundlagen.pdf

www.unigraz.at, (18. August 2012a). <http://www.unigraz.at/geowww/pasterze/homepage/anderes/125jahre.htm>

http://www.unigraz.at/geowww/pasterze/homepage/ueberblick/gle_ueber.htm

www.unigraz.at, (18. August 2012b). http://www.unigraz.at/geowww/pasterze/homepage/ueberblick/gle_ueber.htm

http://www.unigraz.at/geowww/pasterze/homepage/ueberblick/gle_ueber.htm

Zepp H. (2004) *Geomorphologie - Eine Einführung*, Schöningh.Paderborn

Zryd A. (2008) *Eine kleine Geschichte der Gletscher - Die Alpengletscher im Klimawandel*, Haupt Verlag.Bern

Alle Fotos: Weyss, G. (2010)

Orthofoto Pasterze (2003)



Beate Hauser	<i>Name</i>
Invalidenstr. 15/89	<i>Anschrift</i>
1030 Wien	
0650/2328309	<i>Telefon</i>
beate.hauser@gmx.at	<i>Email</i>
09/02/1975	<i>Geboren</i>
Österreich	<i>Nationalität</i>
1 Sohn, geboren 2011	<i>Sonstiges</i>

Studium/Schulbildung

- 10/2004- **Geographie** / Universität Wien
Hauptfächer: Landschaftsökologie/Geomorphologie/Regionalentwicklung
Diplomarbeit Glaziologie: „**Die Eisdynamik im Ablationsgebiet der Pasterze**“
- 1996 – 2002 **Internationale Wirtschaftswissenschaften** / Universität Innsbruck
Hauptfächer: Marketing & Controlling
- 1999 – 2000 2 Semester an der Växjö University / Schweden
Diplomarbeit Finanzwissenschaft: „**Chancen einer ökologischen Steuerreform**“
- 1994 – 1996 **Wirtschafts- und Fremdsprachenakademie** / Salzburg (Universitäts-Sprachprüfungen)
1989 – 1994 Höhere Bundeslehranstalt für wirtschaftliche Berufe / Kufstein
1985 – 1989 Unterstufe Bundesrealgymnasium / Kufstein

Berufliche Erfahrung (Auszüge)

- 2010 - **SVWP Kommunikationsmanagement**
Projektleiterin: Prozessbegleitung (u.a. Prozessbegleitung ÖREK 2011 Erstellungsprozess), Kampagnen, Krisenkommunikation, Vortragstätigkeiten MCI Innsbruck
- 2010 **ZAMG – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik**
Projektmitarbeit „Zukunftsprognose Pasterze“
- 2010 **Institut für Geographie / Universität Wien**
Tutorin Übungen Klimageographie SS2010
- 2007 - 2009 **Geo-Engineering**
Freie Mitarbeiterin: Feldversuche, Bodenprofile, Laboranalysen, Erstellung von Prüfberichten
- 2005 – 2009 **ig2 Mediendesign**
Marketing, Kommunikation, Konzeptionelle Betreuung
- 2002 – 2004 **Marketing Kraft Foods Österreich**
Brand Manager: Produktentwicklung, Marktforschung, Kommunikation, Budget
- 1997 – 1999 **Tirol Werbung**
Freie Mitarbeiterin: Pressearbeit, Verkaufsförderung, Werbekampagnen

Sonstiges

Sprachkenntnisse: *Englisch – fließend, Französisch – fließend, Schwedisch – sehr gut, Spanisch – gut*
EDV Kenntnisse: *MS Office, ArcGIS software, Adobe Illustrator, Endnote, SPSS*
Staatlich geprüfter Aerobic Lehrwart & Dance Instructor: *regelmäßige Unterrichtstätigkeit seit 2000*
Diverse mehrmonatige Auslandsaufenthalte, Wettkampfmässiger Mountainbikesport

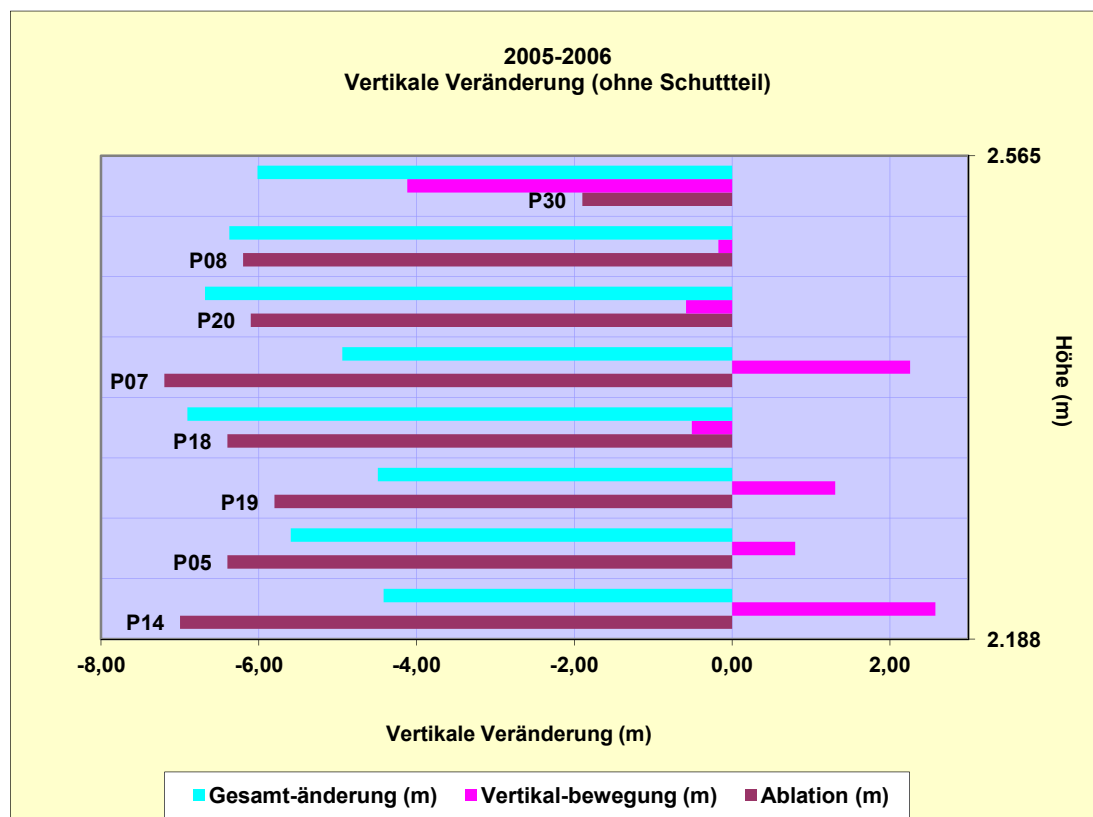
Anhang I

Kapitel 5.3.2 Berechnung der vertikalen Bewegung (ohne Positionsveränderung und Hangneigung)

2005-2006 (ohne Schutteil)				
Pegel	Seehöhe	Gesamt- änderung (m)	Ablation (m)	Vertikal- bewegung (m)
P14	2.188	-4,42	-7,00	2,58
P05	2.259	-5,60	-6,40	0,80
P19	2.325	-4,49	-5,80	1,31
P18	2.327	-6,91	-6,40	-0,51
P07	2.327	-4,94	-7,20	2,26
P20	2.360	-6,68	-6,10	-0,58
P08	2.402	-6,38	-6,20	-0,18
P30	2.565	-6,02	-1,90	-4,12

2005-2006 (schuttbedeckter Teil)				
Pegel	Seehöhe	Gesamt- änderung (m)	Ablation (m)	Vertikal- bewegung (m)
P33	2.215	-4,30	-3,20	-1,10
P35	2.327	-3,74	-3,70	-0,04

Tabelle 1: Berechnung der Vertikalbewegung (m), Periode 2005-2006



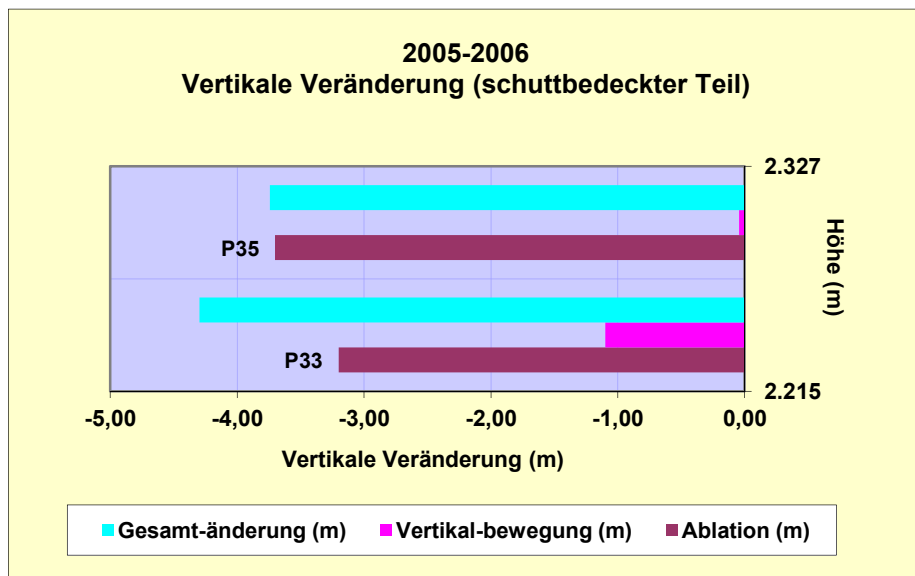


Abbildung 1 und Abbildung 2: Die vertikale Veränderung 2005-2006: (a) ohne Schuttteil; (b) schuttbedeckter Teil

2006-2007 (ohne Schuttteil)				
Pegel	Seehöhe	Gesamt- änderung (m)	Ablation (m)	Vertikal- bewegung (m)
P14	2.182	-7,73	-7,17	-0,56
P03	2.192	-13,25	-9,56	-3,69
P05	2.256	-5,59	-6,86	1,27
P07	2.321	-8,20	-6,97	-1,23
P18	2.323	-6,98	-6,88	-0,10
P20	2.355	-6,12	-6,10	-0,02
P08	2.396	-7,80	-6,33	-1,47
P29	2.482	-20,25	-4,62	-15,63

2006-2007 (schuttbedeckter Teil)				
Pegel	Seehöhe	Gesamt- änderung (m)	Ablation (m)	Vertikal- bewegung (m)
P43	2.142	-4,17	-4,00	-0,17
P33	2.212	-5,07	-3,77	-1,30
P35	2.323	-5,41	-4,08	-1,33

Tabelle 2: Berechnung der Vertikalbewegung (m), Periode 2006-2007

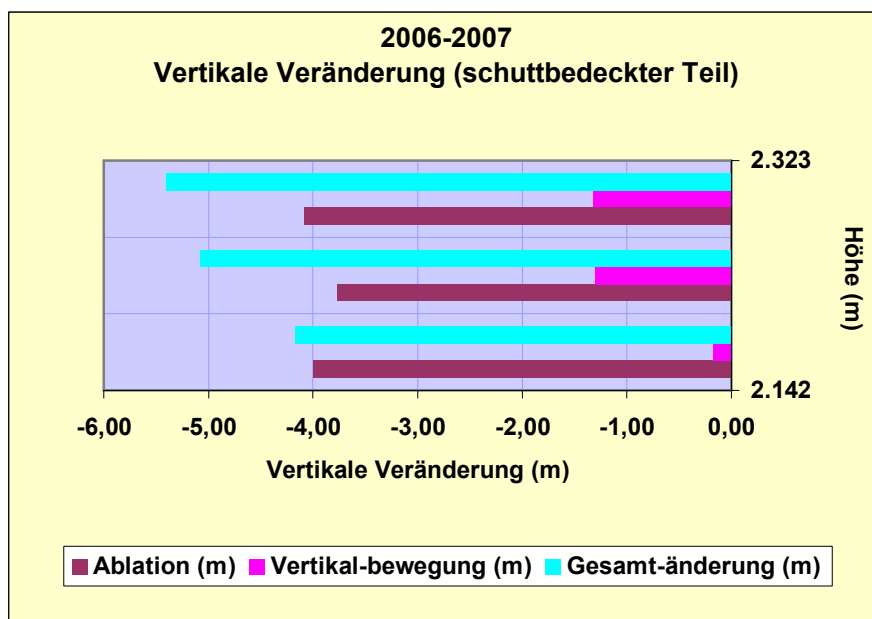
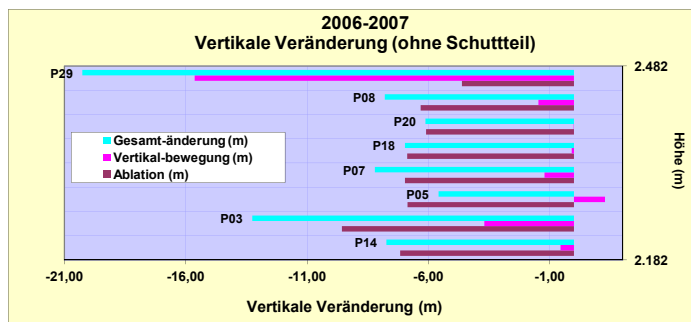
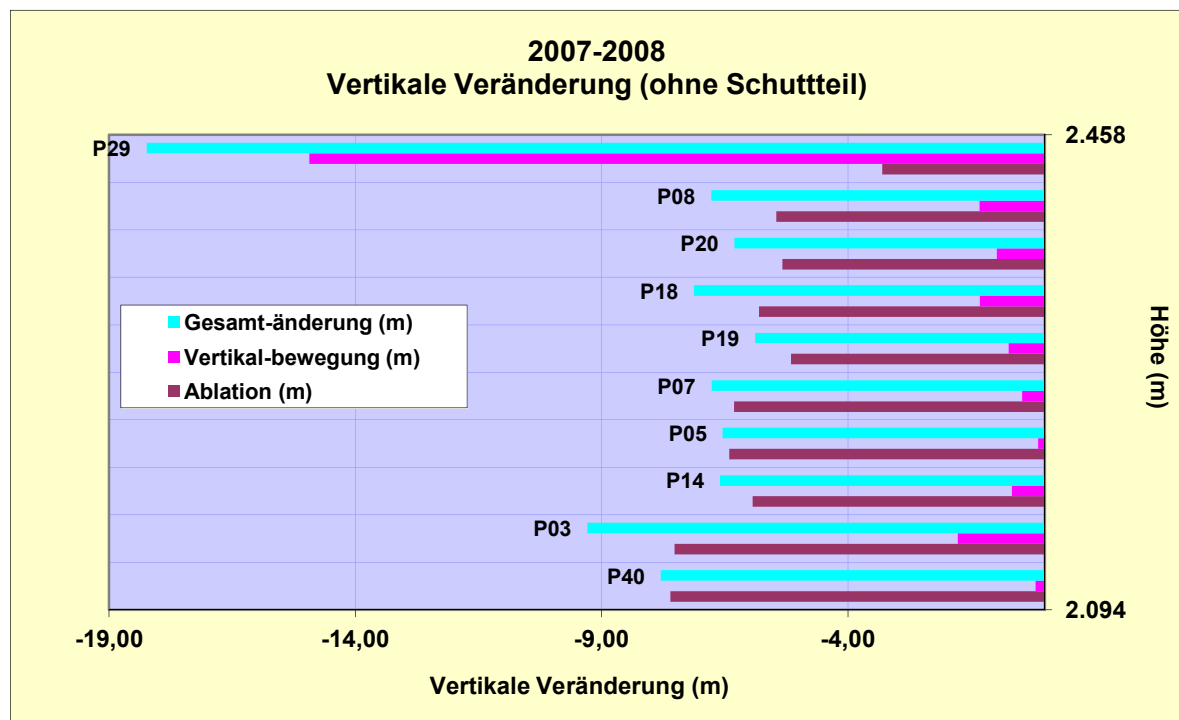


Abbildung 3 und Abbildung 4: Die vertikale Veränderung 2006-2007: (a) ohne Schuttteil; (b) schuttbedeckter Teil

2007-2008 (ohne Schuttteil)				
Pegel	Seehöhe	Gesamt- änderung (m)	Ablation (m)	Vertikal- bewegung (m)
P40	2.094	-7,80	-7,61	-0,19
P03	2.168	-9,29	-7,52	-1,77
P14	2.174	-6,60	-5,93	-0,67
P05	2.249	-6,54	-6,41	-0,13
P07	2.313	-6,77	-6,31	-0,46
P19	2.313	-5,88	-5,15	-0,73
P18	2.315	-7,12	-5,80	-1,32
P20	2.349	-6,30	-5,33	-0,97
P08	2.388	-6,78	-5,45	-1,33
P29	2.458	-18,24	-3,30	-14,94

2007-2008 (schuttbedeckter Teil)				
Pegel	Seehöhe	Gesamt- änderung (m)	Ablation (m)	Vertikal- bewegung (m)
P43	2.139	-4,17	-2,46	-1,71
P33	2.207	-4,66	-3,21	-1,45
P35	2.320	-1,65	-3,28	1,63

Tabelle 3: Berechnung der Vertikalbewegung (m), Periode 2007-2008



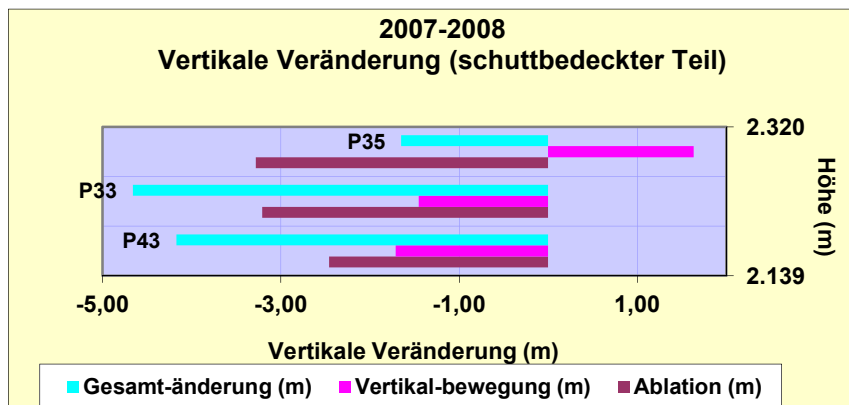


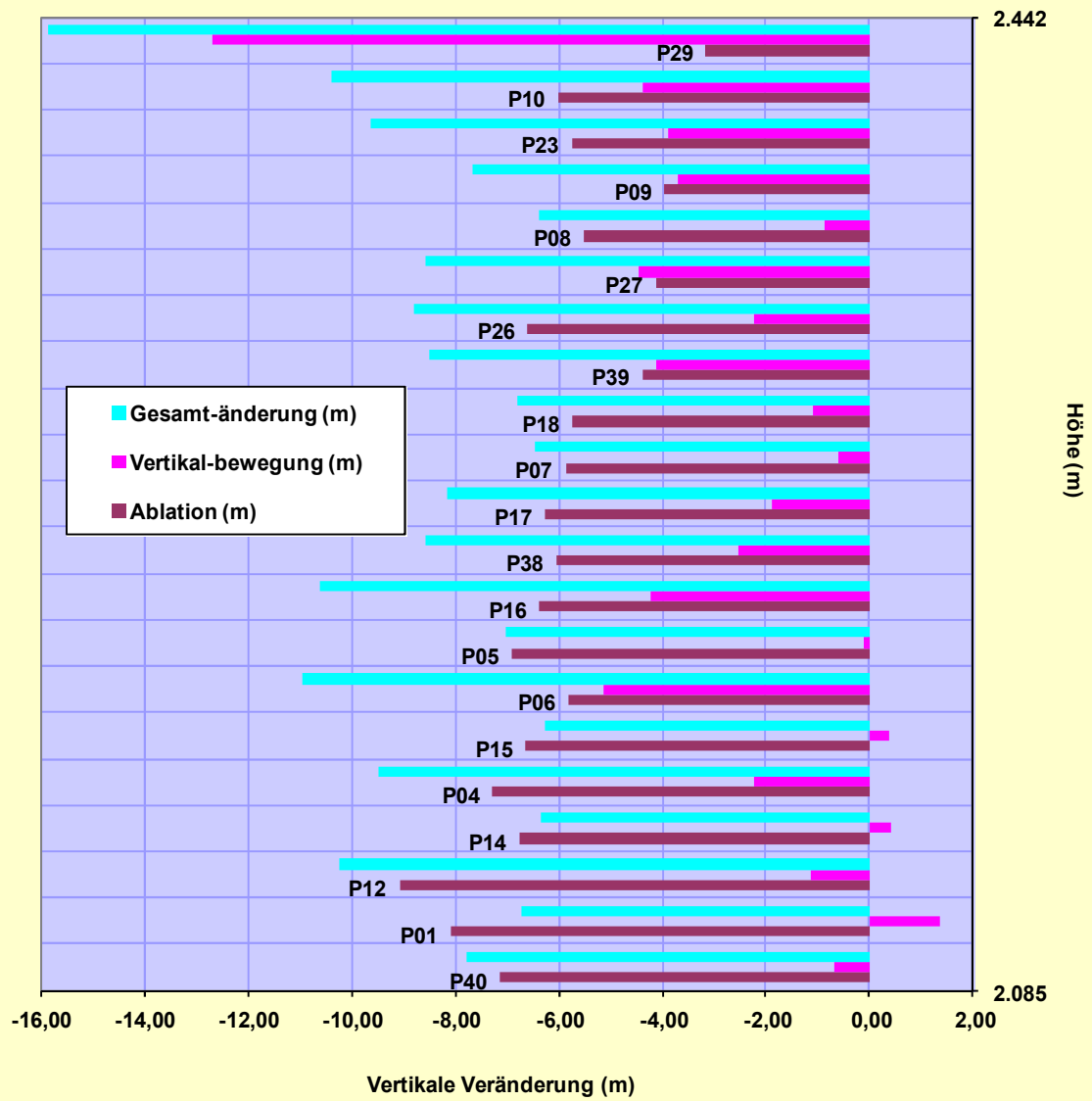
Abbildung 5 und Abbildung 6: Die vertikale Veränderung 2007-2008: (a) ohne Schuttteil; (b) schuttbedeckter Teil

2008-2009 (ohne Schuttteil)				
Pegel	Seehöhe	Gesamt- änderung (m)	Ablation (m)	Vertikal- bewegung (m)
P40	2.085	-7,80	-7,13	-0,67
P01	2.094	-6,73	-8,08	1,35
P12	2.125	-10,23	-9,08	-1,15
P14	2.166	-6,33	-6,76	0,43
P04	2.198	-9,50	-7,27	-2,23
P15	2.220	-6,26	-6,63	0,37
P06	2.238	-10,96	-5,81	-5,15
P05	2.240	-7,02	-6,90	-0,12
P16	2.242	-10,60	-6,37	-4,23
P38	2.248	-8,58	-6,04	-2,54
P17	2.277	-8,15	-6,26	-1,89
P07	2.304	-6,47	-5,87	-0,60
P18	2.306	-6,80	-5,73	-1,07
P39	2.324	-8,50	-4,39	-4,11
P26	2.332	-8,80	-6,59	-2,21
P27	2.359	-8,57	-4,13	-4,44
P08	2.379	-6,39	-5,51	-0,88
P09	2.390	-7,67	-3,95	-3,72
P23	2.397	-9,63	-5,75	-3,88
P10	2.415	-10,40	-6,01	-4,39
P29	2.442	-15,86	-3,15	-12,71

2008-2009 (schuttbedeckter Teil)				
Pegel	Seehöhe	Gesamt- änderung (m)	Ablation (m)	Vertikal- bewegung (m)
P43	2.133	-4,08	-3,41	-0,67
P32	2.177	-5,09	-3,53	-1,56
P33	2.201	-3,97	-3,11	-0,86
P42	2.246	-5,85	-3,41	-2,44
P34	2.276	-6,24	-3,19	-3,05
P35	2.314	-6,99	-3,78	-3,21
P11	2.361	-9,16	-4,73	-4,43

Tabelle 4: Berechnung der Vertikalbewegung (m), Periode 2008-2009

2008-2009
Vertikale Veränderung (ohne Schuttteil)



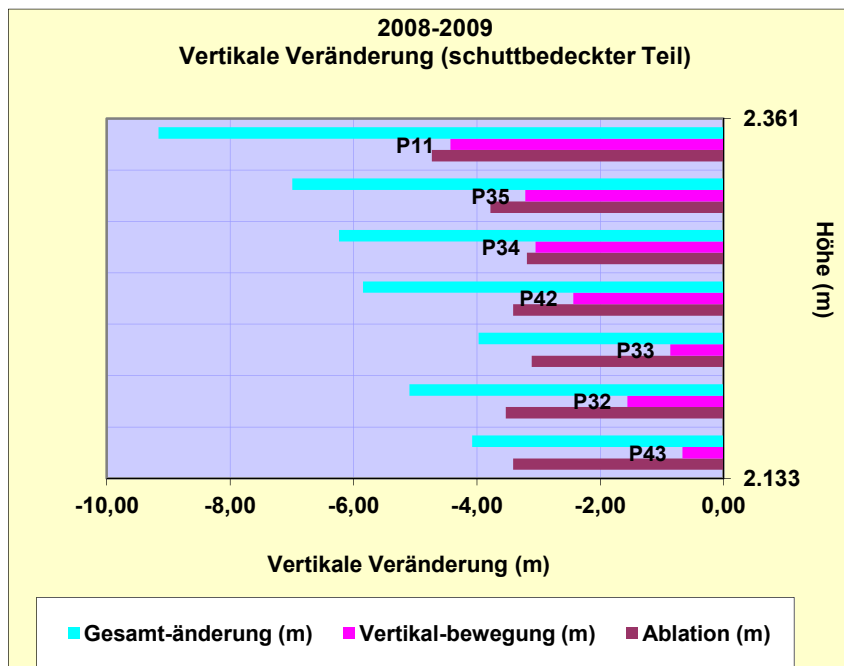


Abbildung 7 und Abbildung 8: Die vertikale Veränderung 2008-2009: (a) ohne Schuttteil; (b) schuttbedeckter Teil

2009-2010 (ohne Schutteil)				
Pegel	Seehöhe	Gesamt- änderung (m)	Ablation (m)	Vertikal- bewegung (m)
P01	2.088	-7,16	-7,91	0,75
P36	2.094	-6,51	-8,52	2,01
P28	2.109	-5,64	-7,02	1,38
P12	2.113	-8,79	-8,64	-0,15
P31	2.127	-7,06	-8,42	1,36
P03	2.147	-9,04	-6,26	-2,78
P14	2.160	-6,53	-7,40	0,87
P13	2.160	-6,83	-7,34	0,51
P04	2.187	-6,69	-7,08	0,39
P15	2.213	-6,16	-6,43	0,27
P06	2.227	-7,14	-6,50	-0,64
P05	2.234	-5,66	-6,45	0,79
P16	2.236	-5,99	-6,09	0,10
P38	2.238	-5,56	-5,81	0,25
P17	2.268	-5,22	-6,07	0,85
P07	2.297	-6,47	-5,84	-0,63
P19	2.300	-5,63	-5,48	-0,15
P18	2.301	-5,47	-5,73	0,25
P39	2.315	-4,29	-3,71	-0,58
P26	2.322	-5,65	-6,34	0,69
P20	2.335	-5,36	-5,63	0,27
P22	2.348	-5,73	-5,45	-0,28
P21	2.350	-5,77	-5,56	-0,21
P27	2.350	-5,03	-6,41	1,38
P08	2.373	-6,09	-5,79	-0,30
P09	2.380	-5,36	-4,80	-0,56
P23	2.386	-6,66	-5,81	-0,85
P10	2.403	-7,36	-5,45	-1,91
P25	2.408	-9,31	-4,53	-4,78
P29	2.427	-14,24	-3,93	-10,31
P37	2.527	-2,09	-4,82	2,73
P30	2.546	-3,30	-1,96	-1,34
2009-2010 (schuttbedeckter Teil)				
Pegel	Seehöhe	Gesamt- änderung (m)	Ablation (m)	Vertikal- bewegung (m)
P44	2.100	-3,26	-3,40	0,14
P43	2.129	-3,81	-3,14	-0,67
P32	2.172	-4,59	-3,15	-1,44
P33	2.196	-5,41	-3,26	-2,15
P42	2.240	-4,50	-2,96	-1,54
P34	2.268	-5,73	-3,56	-2,17
P35	2.307	-4,18	-3,00	-1,18
P11	2.352	-4,69	-3,62	-1,07

Tabelle 5: Berechnung der Vertikalbewegung (m), Periode 2009-2010

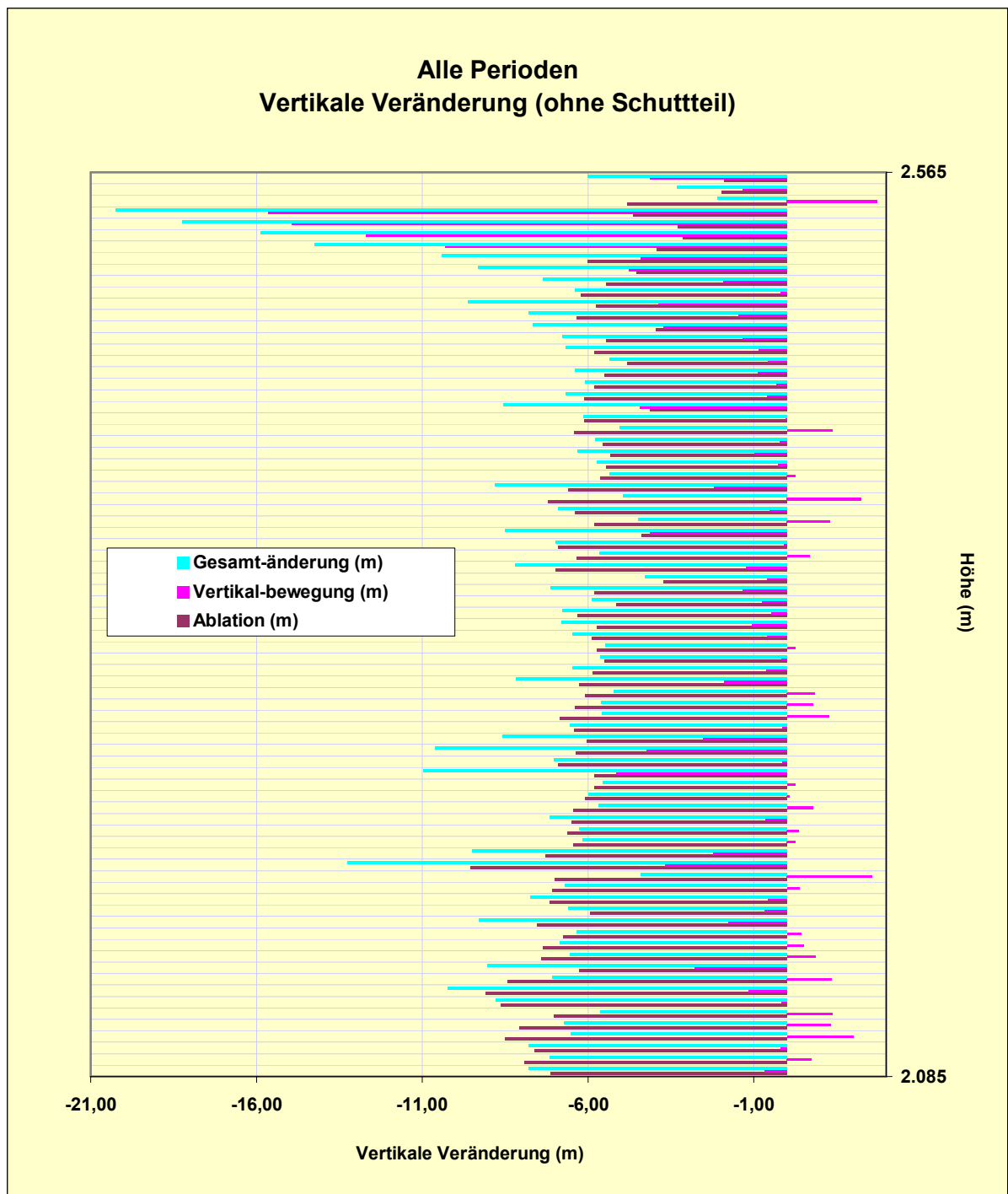


Abbildung 9: Die vertikale Veränderung: alle Perioden gesamt ohne Schuttteil

Anhang II

Kapitel 5.3.3. Berechnungen der Emergenz-/Submergenzgeschwindigkeit

Tabelle 1: Übersicht der horizontalen und vertikalen Geschwindigkeiten aller Perioden

Jahr Pegel	Mittlere Horizontale Geschwindigkeit der Pasterze (dx/dy) in m/Jahr					Mittlere Vertikale Geschwindigkeit der Pasterze (dz) in cm/Jahr				
	05/06	06/07	07/08	08/09	09/10	05/06	06/07	07/08	08/09	09/10
P01		2,20	1,84	4,22	0,52				160,75	78,66
P03	4,72	6,45	4,67	0,68	3,58		-295,28	-132,05		-237,21
P04				6,31	5,23				-161,92	88,99
P05	11,94	10,52	9,68	8,53	8,35	132,35	173,20	28,87	25,58	115,37
P06				7,47	6,32				-430,22	7,90
P07	15,22	14,04	13,20	10,39	10,43	480,43	137,52	222,58	170,70	206,06
P08	30,34	24,10	24,45	21,88	22,66	274,61	85,40	102,93	122,92	187,70
P09				25,56	23,28				-125,53	45,93
P10		39,78	39,89	31,84	29,75				93,48	360,59
P11				15,08	13,34				-298,06	45,42
P12		2,44	2,45		2,42				-37,27	-0,42
P13					3,82					94,13
P14	4,11	5,42	4,97	3,99	5,27	297,64	-12,99	-27,47	74,81	128,03
P15				8,28	8,17				102,52	90,80
P16				9,90	8,50				-275,38	136,58
P17				10,56	9,91				-124,70	145,19
P18	17,37	15,82	14,68	13,17	12,94	147,05	170,62	60,97	66,24	195,79
P19	17,55	16,66	14,59	12,78	12,71	268,98		41,52		85,25
P20	21,03	18,35	17,28	18,99	15,53	107,32	142,58	38,62		149,47
P21				20,04	17,49					116,19
P22		17,93	17,98	16,59	14,71					166,04
P23				25,52	23,44				-97,69	140,98
P25		48,56	48,69	48,56	34,55					100,54
P26				13,97	13,03				-111,07	171,11
P27				17,80	17,05				-303,49	272,16
P28		37,80	37,90	37,80	1,52					155,62
P29	68,28	65,57	59,74	51,57	44,41		11,20	51,19	-127,55	-127,14
P30	21,12	11,74	18,47	18,42	16,70	-133,57				56,05
P31				2,76	2,53					155,92
P32		3,00	3,01	1,84	2,66				-132,92	-110,06
P33	4,99	4,54	4,06	3,49	4,31	-70,57	-94,74	-106,06	-52,82	-173,21
P34				10,46	9,11				-166,92	-97,09
P35	12,09	11,07	9,25	10,05	8,99	69,73	-65,16	219,64	-259,87	-62,61
P36					0,66					203,64
P37					13,95					531,68
P38				4,31	4,21				-212,05	65,51
P39				3,36	3,44				-379,04	-18,48
P42		7,10	7,12	6,06	5,65				-5,02	68,23
P43		2,56	2,40	1,96	1,69		22,78	-131,22	-33,85	-38,62
P44		0,58	0,58	0,48	0,29					19,07